ZUR GEOLOGIE DES GEBIETES ZWISCHEN LAGO DI SUVIANA UND PASSO DELLA FUTA, PROV. BOLOGNA UND FIRENZE, ITALIEN

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
des
Fachbereichs 24 (Geowissenschaften)
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Claus Hemmer
aus Berlin

1971

ZUR GEOLOGIE DES GEBIETES ZWISCHEN LAGO DI SUVIANA UND PASSO DELLA FUTA, PROV. BOLOGNA UND FIRENZE, ITALIEN

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
des
Fachbereichs 24 (Geowissenschaften)
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Claus Hemmer

aus Berlin

1971

Tag der mündlichen Prüfung: 17. 8. 1971

1. Referent: Prof. Dr. M. RICHTER
2. Referent: Prof. Dr. V. JACOBSHAGEN

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Gedruckt mit Genehmigung des
Fachbereichs 24 (Geowissenschaften)
der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

Inhaltsverzeichnis

		Seite
1.	VORWORT	7
2.	EINLEITUNG	9
2.1.	Lage und Begrenzung des kartierten Gebietes	9
2.2.	Morphologie und Hydrographie	10
2.3.	Arbeitsunterlagen	11
2.4.	Historischer Überblick	12
2.5.	Problemstellung	18
3.	STRATIGRAPHIE	19
3.1.	Vorbemerkungen	19
3.2.	Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I)	21
3.2.1.	Überblick über die Schichtfolge	21
3.2.2.	Cervarola-Basis-Serie	23
3.2.2.1.	Ophiolith-Radiolarit-Majolica-Komplex	23
3.2.2.1.1.	Ophiolith	23
3.2.2.1.2.	Radiolarit	25
3.2.2.1.3.	Majolica	26
3.2.2.2.	Argille von Panna	26
3.2.2.3.	Morello-Alberese	30
3.2.2.4.	Scisti Varicolori	36
3.2.2.5.	Mergel vom Poggio Stancalásino	44
3.2.2.6.	Zur stratigraphischen Stellung der tieferen Cervarola-Basis-Serie innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit	45
3.2.2.6.1.	Morello-Alberese	45
3.2.2.6.2.	Argille von Panna mit Ophiolith, Radiolarit und Majolica	51
3.2.3.	Cervarola-Sandstein	54
3.2.3.1.	Literaturübersicht	54
3.2.3.2.	Verbreitung, Gliederung und Mächtigkeit	58
3.2.3.3.	Undifferenzierter Sandstein - Typ Futa	59
3.2.3.4.	Undifferenzierter Sandstein - Typ Mugello Süd	61
3.2.3.5.	Unterer Sandstein	62
3.2.3.6.	Sandsteine und Konglomerate	63
3.2.3.7.	Oberer Sandstein	67
3.2.3.8.	Hangend-Mergel	69
3.2.3.9.	Fossilien und Alter	71
3.2.4.	Sestola-Vidiciatico-Serie	75
3.2.4.1.	Argille mit Palombino	77
3.2.4.1.1.	Röntgendiffraktometer-Analyse	78
3.2.4.2.	Olistholithe	78
3.2.4.2.1.	Buntschiefer	79
3.2.4.2.2.	Oligozän-Mergel	79
3.2.5.	Suviana-Serie	80
3.2.5.1.	Untere Mergel	82
3.2.5.2.	Sandstein	86
3.2.5.3.	Obere Mergel	89
3.2.5.4.	Stratigraphisch-tektonische Deutung der Suviana-Serie in der Literatur und in der vorliegenden Arbeit	90
3.2.6.	Hangend-Olisthostrom	93

Seite

3.2.7. Olistholithe des Hangend-Olisthostroms 93
3.2.7.1. Brasimone-Serie 93
3.2.7.2. Sandstein von La Storaia 95
3.2.7.3. Olistholith vom Ponte di Rasora (Buntschiefer) 95
3.2.7.4. Kalk von Suviana 96
3.2.7.5. Alberese von Porancé 97
3.2.7.6. Ophiolith 99

3.3. Monzone-Guzzano-Einheit (Untereinheit der Emilianiden I) 104
3.3.1. Mergel vom M. Monzone 104
3.3.2. Sandstein von Guzzano 107
3.3.3. Stratigraphische Zuordnung der beschriebenen Mergel und Sandsteine 109

3.4. Castiglione-Sandstein (Emilianisch — Umbro-Romagnolische Zwischeneinheit) 111
3.4.1. Stratigraphische Position des Castiglione-Sandsteins 113

3.5. Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II) 115
3.5.1. Überblick über die Schichtfolge 116
3.5.2. Cantiere-Basis-Serie 118
3.5.2.1. Palombino-Argille 118
3.5.2.2. Olistholithe in den Palombino-Argille 120
3.5.2.2.1. Ophiolithe und Brekzien 120
3.5.2.2.2. Cenoman-Mergel 122
3.5.2.2.3. Eozän-Alberese 123
3.5.2.3. Buntschiefer-Serie 125
3.5.2.4. Ostia-Sandstein 128
3.5.3. Cantiere-Monghidoro-Serie 130
3.5.3.1. Literatur-Überblick 130
3.5.3.2. Verbreitung, Gliederung und Mächtigkeit ... 131
3.5.3.3. Undifferenzierter Sandstein 132
3.5.3.4. Unterer Alberese 133
3.5.3.5. Mittlerer Sandstein 134
3.5.3.6. Oberer Alberese von Lo Stale 135
3.5.3.7. Hangend-Alberese von Fratte 135
3.5.3.8. Fossilien und Alter 136
3.5.4. Molasse-artige Serien 138
3.5.4.1. Literatur-Übersicht 138
3.5.4.2. Verbreitung, Gliederung, Mächtigkeit 140
3.5.4.3. Sandstein von Riola 141
3.5.4.4. Brekzie von Riola 143
3.5.4.5. Sandstein von Vigo 144
3.5.4.6. Valpiana-Mergel 144
3.5.4.7. Sandstein von Loiano 147
3.5.4.8. Sandstein von Monteacuto Ragazza 148

3.6. Quartäre Bildungen 149

4. TEKTONIK 152

4.1. Vorbemerkung 152

4.2. Überblick über die tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebietes 153

4.3. Modino-Cervarola-Einheit 154
4.3.1. Die tektonischen Bauelemente der Modino-Cervarola-Einheit 154

Seite

4.3.1.1. Die "Stirnfalte" des Cervarola-Sandsteins . 154
4.3.1.1.1. Hangend-Schenkel 155
4.3.1.1.2. Invers-Schenkel 156
4.3.1.2. Der Futa-Schuppenkomplex 156
4.3.1.2.1. Der Panna-Bereich 160
4.3.1.2.2. Der M.Gazzaro-Bereich 161
4.3.1.2.3. Der M.Frassino-Bereich 162
4.3.1.2.4. Die Poggio-Stancalasino-Schuppe 162
4.3.1.3. Der Mugello-Komplex 162
4.3.1.4. Cervarola-Hangend-Komplex 163
4.3.1.4.1. Olisthostrom-Serien 164
4.3.1.4.2. Suviana-Serie 166

4.4. Monzone-Guzzano-Einheit (Untereinheit der Emilianiden I) 168

4.5. Castiglione-Sattel (Emilianisch — Umbro-Romagnolische Zwischeneinheit) 169

4.6. Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II) 170
4.6.1. Die tektonischen Bauelemente der Cantiere-Monghidoro-Einheit 171
4.6.1.1. Komplex der Cantiere-Basis-Argille 172
4.6.1.2. Scherben-Komplexe 173
4.6.1.2.1. Camugnano-Trasserra-Komplex 173
4.6.1.2.2. Monghidoro-Komplex 174
4.6.1.2.3. M.Vigese-Komplex 175
4.6.1.2.4. Monteacuto-Ragazza-Komplex 176

4.7. Die Störungs-Systeme 176

5. Zur faziellen und paläotektonischen Entwicklung der Emilianischen Serien 181

5.1. Faziesdifferenzierungen in der Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) 181

5.2. Faziesdifferenzierungen in der Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II) 185

5.3. Fazielle Beziehungen zwischen Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) und Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II) 187

5.4. Grenzbeziehungen zwischen Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) und Umbro-Markiden 190

5.5. Grenzbeziehungen zwischen Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II) und Umbro-Markiden 193

5.6. Die Bedeutung faunistischer Beobachtungen für die fazielle und paläotektonische Entwicklung der Emilianischen Serien 196

5.7. Die Bedeutung des Ophiolith-Magmatismus für die fazielle und paläotektonische Entwicklung der Emilianischen Serien und seine zeitliche Einordnung 199

5.8. Vorschlag eines Modells für die fazielle und paläotektonische Entwicklung im Nordapennin und deren zeitliche Einordnung 201

Seite

5.9. Diskussion der verschiedenen modernen Hypothesen zum Bauplan des Nordapennins bezüglich der Emilianischen Serien 205

6. Zusammenfassung und Ergebnis 208

7. Riassunto 211

8. Anhang:

Schema zur paläotektonischen Entwicklung (Abb. 14)
Literaturverzeichnis
Lebenslauf
Foto-Tafeln
Geologische Karte
Tektonische Übersichtskarte
Profiltafel

1. VORWORT

Seit 1957 führen Angehörige des Geologisch-Paläontologischen Instituts der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN unter der Leitung von Herrn Prof.Dr. M.RICHTER geologische Untersuchungen im Apennin durch. Später dehnte Herr Prof.Dr. M. RICHTER seine Forschungen auf den gesamten mediterranen Raum aus mit dem Ziele der großgeologischen Deutung der rund um das Mittelmeer angelegten Gebirgssysteme. Die vorliegende Arbeit fügt sich als kleiner Baustein in dieses regionale Forschungsprogramm ein. Durch die genaue Geländeaufnahme eines Gebietes im Nordapennin soll sie zur Deutung der komplizierten stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse im Nordapennin beitragen.

Die Anregung zu dieser Arbeit gab mir mein verehrter Lehrer Herr Prof.Dr. M.RICHTER. Für die Möglichkeit, die vorliegende Arbeit am Geologisch-Paläontologischen Institut durchführen zu können, und für die stete Förderung und Ausbildung, die mir dort zuteil wurden, möchte ich ihm von Herzen danken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof.Dr. K.-J.REUTTER, der mich sowohl im Gelände als auch am Institut betreute und durch wertvolle Hinweise und tatkräftige Unterstützung wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beitrug.

Bei der mikropaläontologischen Bestimmung von Dünnschliffen und Schlämmpräparaten berieten mich die Herren Professoren Dr. H.HAGN (München), Dr. F.BETTENSTAEDT (Hannover), Dr. A.PAPP (Wien), Dr. A.v.HILLEBRANDT (Berlin) und Herr Dr. H.RISCH (Berlin). Ihnen sei ebenfalls herzlich gedankt.

Herrn Prof.Dr. A.RITTMANN (Catania) und Herrn Dr. W.BÜSCH (Berlin) danke ich für Beratung in petrographischen Fragen.

Weiterhin danke ich Herrn Prof.Dr. K.R.MEHNERT (Berlin) und Herrn Prof.Dr. W.G.KÜHNE (Berlin) für die Arbeits- und Ausbildungsmöglichkeiten an ihren Instituten.

Der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT gilt mein Dank für finanzielle Unterstützung.

Schließlich danke ich den vielen Italienern, die durch ihre Gastfreundschaft meinen Aufenthalt in Italien angenehm gestalteten.

2. EINLEITUNG

2.1. Lage und Begrenzung des kartierten Gebietes

Das Arbeitsgebiet nimmt westlich und südlich des Passo della Futa eine Fläche von etwa 360 km^2 ein mit einer maximalen E-W-Erstreckung von 21 km und einer maximalen N-S-Erstreckung von 25 km. Der nördliche Teil des Gebietes liegt in der Emilia (Prov. Bologna), während ein südlicher Gebietsstreifen bereits zur Toskana gehört (Prov. Firenze).

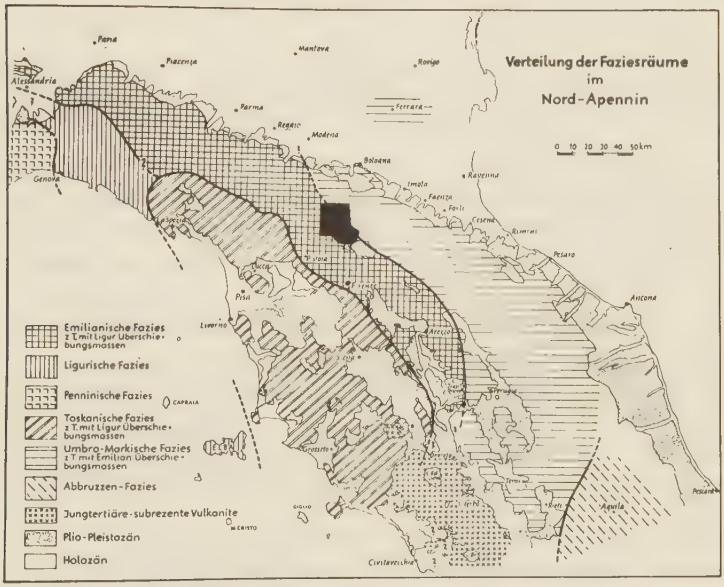


Abb. 1 - Lageplan des Untersuchungsgebietes. Verteilung der Faziesräume nach K.-J. REUTTER (1968)

Im W wird die Gebietsgrenze durch das anschließende Arbeitsgebiet von G.v.STRUENSEE (1967) bestimmt und verläuft entlang der Limentra di Treppio bzw. dem Reno. Im E schließen die Arbeitsgebiete von P.GENZ (1970) und J.GROSSCURTH (1971) an. Die Gebietsgrenze verläuft hier über den Kamm des Flyschsandsteinrückens von Monghidoro, über den Futa-Paß und erreicht im S die NW-Ecke des Mugello-Beckens.

Die N-Grenze fällt mit den nördlichen Rändern der Meßtischblätter Camugnano und Monghidoro zusammen. In diesem Bereich schließt das Untersuchungsgebiet molasseartige Gesteine der Cantiere-Monghidoro-Einheit ein. Im S werden die Serien der Modino-Cervarola-Einheit erfaßt. Zwischen Limentra di Treppio und Setta bildet der S-Rand des Meßtischblattes Castiglione dei Pepoli die Gebietsgrenze; östlich der Setta wurde das Arbeitsgebiet zwecks Mitbearbeitung der Cervarola-Basis-Serien bis an den Rand des Mugello-Beckens ausgedehnt.

2.2. Morphologie und Hydrographie

Entsprechend dem geologischen Aufbau des Arbeitsgebietes lassen sich zwei morphologisch voneinander verschiedene Bereiche unterscheiden:

Die überwiegend inkompetenten Gesteine der Cantiere-Monghidoro-Einheit verleihen dem N des Arbeitsgebietes Mittelgebirgs-Charakter. Flache Rücken und weite Täler herrschen vor. Wo jedoch die schiefrigen Serien von Sandsteinen und Kalk-Mergel-Flyschen überlagert werden, tritt eine Reliefversteilung ein. Als Beispiele sind hier der Molasse-Komplex des M.Vigese (1090 m) mit seinen schroffen Formen zu nennen sowie die riesige Sandsteinplatte von Monghidoro mit deutlicher Geländestufe gegenüber der Unterlage, weiten Hochflächen und tief eingeschnittenen Flußtälern.

Der S des Arbeitsgebietes erinnert mit seinen überwiegend kompetenten Flysch-Serien der Modino-Cervarola-Einheit an den morphologischen Formenschatz des Hochgebirges. In diesem Bereich baut der Cervarola-Sandstein Hauptkamm und morphologische Wasserscheide des Nordapennins auf. Hier liegt auch die höchste Erhebung des Untersuchungsgebietes, der M.Calvi mit 1283 m über NN, der mit dem M.della Scoperta (1278 m) sowie einigen Gipfeln nördlich des Futa-Passes zu einer bei 1270 m bis 1290 m gelegenen höchsten Gipfelflur zusammengefaßt werden kann. Die meisten Gipfel nehmen eine Höhenlage zwischen 1130 m und 1190 m ein. Auffällig sind zwei bei 1050 m und 950 m über NN gelegene Niveaus von Verebnungsflächen. Die tiefste morphologische Einheit bilden

die steil eingekerbten Flußtäler. In einem der Flußtäler — im Renotal — liegt auch der tiefste Punkt des Untersuchungsgebietes mit etwa 240 m über NN.

Das kartierte Gebiet gehört überwiegend zum Einzugsbereich der Adria und wird nach NE hauptsächlich von zwei Zuflüssen des Reno — Limentra di Treppio und Setta — entwässert, wobei diese Flüsse meist quer zum Apennin-Streichen verlaufen und somit einer der tektonischen Hauptrichtungen des Nordapennins folgen. Einzig der oberste Lauf der Setta ist als Längs-Tal ausgebildet und prägt die achsenparallele Tektonik dieses Gebirges nach.

Nach S, zur Thyrrhenis hin, entwässern die Quellflüsse des Bisenzio und des Sieve, die beide in den Arno fließen. Die größere Nähe der Erosionsbasis auf der Südseite der Wasserscheide hat dort eine höhere Reliefenergie zur Folge und bewirkt damit eine verstärkte rückschreitende Erosion, die besonders südlich Montepiano gut zu beobachten ist, wo sich ein Quellfluß des Bisenzio in junge Alluvionen einschneidet.

2.3. Arbeitsunterlagen

Die Kartierung erfolgte in den Sommermonaten 1963/1964 und 1966/1967 im Maßstab 1 : 10 000 auf fotografischen Vergrößerungen folgender Meßtischblätter des Istituto Geografico Militare in Florenz:

Blatt	Riola	98 IV SW
"	Porretta Terme	98 III NW
"	Camugnano	98 IV SE
"	Castiglione dei Pepoli	98 III NE
"	Vernio	98 III SE
"	Monghidoro	98 I SW
"	Passo della Futa	98 II NW
"	Barberino di Mugello	98 II SW

Obwohl in jüngerer Zeit Teile des Untersuchungsgebietes des öfteren geologisch bearbeitet wurden, sind geologische Kartenunterlagen kaum vorhanden, vor allem nicht in großen Maßstäben, so daß die vorliegende Kartierung eine Erstkartierung im Maßstab 1 : 10 000 darstellt.

Geologische Übersichten über den Nordapennin geben die Karten von J.SCHNEIDER & R.TEICHMÜLLER (1935) im Maßstab 1 : 400 000, G.MERLA (1957) 1 : 1 000 000, E.ten HAAF (1959) 1 : 800 000 und K.-J.REUTTER (1968) 1 : 1 250 000. Ferner lag die CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, Blatt 98 "Vergato", aufgenommen von F.SACCO 1892 und überarbeitet 1923 und 1932/33, im Maßstab 1 : 100 000 vor. Besonders erwähnenswert ist eine Karte von J.W.R.BRUEREN (1941), die den Ostteil des Arbeitsgebietes im Maßstab 1 : 50 000 zeigt. In folgenden Publikationen sind geologische Kartenskizzen von Teilen des Untersuchungsgebietes enthalten:
L.BOMBICCI (1882), R.SIGNORINI (1938), L.DAINELLI (1951), R.GHELARDONI, L.LUCCHETTI, M.PIERI & C.PIRINI (1962), J.G. MAXWELL (1964), E.AMADESI (1964 u. 1967) und K.J.HSU (1967).

Während der Fertigstellung des Manuskriptes erschienen noch eine Neubearbeitung des Blattes 98 "Vergato" der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (Bearbeiter: E.AMADESI et al. 1970) sowie eine geologische Übersichtskarte des Nordapennins im Maßstab 1 : 500 000 von G.SESTINI, ed., 1970.

2.4. Historischer Überblick

Gegen Ende des vorigen Jahrhunderts galt im Nordapennin über dem kalkigen Mesozoikum der Apuaner Alpen eine authochthone eozäne Abfolge als gesichert, die vom Liegenden zum Hangenden Nummulitenkalke, Macigno, Argille Scagliose mit Spiliten und Serpentiniten und schließlich Alberese umfassen sollte. Diese Auffassung der toskanischen Schule (B.LOTTI 1894, C.de STEFANI 1881, D.ZACCAGNA 1897; u.a.) wurde erstmals in Frage gestellt, als F.SACCO (1891) die Argille Scagliose in die Kreide stellte. Aufgrund der häufigen Überlagerung des Macigno durch die Argille Scagliose postulieren G.STEINMANN (1907) und L.de LAUNAY (1907) einen alpinotypen Deckenbau, demzufolge Sedimente eines Ligurischen Faziesraumes von der Thyrrhenis her in Richtung auf die Poebene über Sedimente eines Toskanischen Faziesbereiches hinweggeschoben worden sein sollten. Während diese Anschauung von vielen Geologen — N. TILMANN (1926), L. KOBER (1927), O.LUDWIG (1929), J.SCHNEIDER (1935),

R.TEICHMÜLLER (1935), R.BEHRMANN (1936) u.a. — bestätigt und weiter ausgebaut wurde, hielten R.STAUB (1932,1933 und 1951) G.ROVERETO (1922) die Poebene bzw. nordöstliche Teile des Apennins für das Herkunftsgebiet dieser "Ligurischen Decke".

In den folgenden Jahren wurden die Vorstellungen über den Transportmechanismus der Decken modifiziert. M.ANELLI (1923, 1938) und P.de WIJKERSLOOTH (1934) sehen die Ursache für die Überschiebungsvorgänge in der Schwerkraft. Besonders C.MIGLIORINI (1948) und G.MERLA (1952,1957) entwickeln diese Theorie weiter: Durch keilförmige Zerlegung der Erdkruste ("cunei composti") an fächerartig angelegten Störungen sollten nacheinander, von SW nach NE fortschreitend, sieben Aufwölbungen entstanden sein, "rughe tettoniche" genannt, von denen Sedimentmassen ("frane orogeniche") in nordöstlicher Richtung abgleiten sollen. H.G.WUNDERLICH (1965c) nimmt einen Transport von Deckeneinheiten nach dem "surf-riding-Prinzip" (Wellenreiten) an.

Der weiteren Erklärung derartiger Vorgänge diente auch die Einführung des Begriffes "Olisthostrom" durch G.FLORES (1955) für Resedimente, die aus submarinen Schlammströmen aufgebaut werden. 1968 gehen K.GÖRLER & K.-J.REUTTER auf die Entstehung und Merkmale der Olisthostrome näher ein.

Die sogenannte "Ultranappistische Hypothese" hat einen großartigen Deckenbau im Nordapennin zum Inhalt: P.ELTER, E.GIANNINI, M.TONGIORGI & L.TREVISAN (1960) unterscheiden darin vier übereinanderliegende Deckeneinheiten. Aufgrund des Mißverhältnisses von Ausdehnung und Mächtigkeit der Decken wird von einigen Autoren aber ein groß angelegter Deckenbau mit erheblichen Transportwegen bezweifelt. T.LIPPARINI (1944), M.GORTANI (1956), L.U.de SITTER (1956) und M.RICHTER (1960,1963) halten weite Teile der Deckenmassen für (par)-autochthon. M.RICHTER geht dabei von einem Vergleich der Ligurischen Alpen mit dem Nordapennin aus, demzufolge sich die ligurischen Sedimente heute überwiegend noch in der Position des einstigen Ligurischen Troges befinden. Sein Modell der "Scherbentektonik" weicht vom klassischen Deckenbau ab. Es sieht, verursacht durch disharmonische Faltung, ein Zerbrechen der jüngeren kompetenten

Gesteine in Scherben vor sowie deren Überlagerung durch diapirähnlich aufdringende ältere inkompetente Gesteine.

Große Transportweiten der Deckeneinheiten werden ebenfalls von K.-J.REUTTER & C.W.SAMES (1964) in Frage gestellt. Die Annahme eines Emilianischen Faziesbereiches, der dem Ligurischen und dem Toskanischen Trog im NE vorgelagert sein soll, macht große Überschiebungsweiten unnötig zugunsten nicht so weit reichender Gleitdecken und Schuppen.

Der Erforschung dieses postulierten Emilianischen Faziesraumes waren zahlreiche Arbeiten von Angehörigen des Geologisch-Paläontologischen Institutes der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN gewidmet, u. a.: K.D.KRAMPE (1964), H.MARKWICH (1964), G.GOLDBERG (1965), J.LOESCHKE (1965), K.H.SCHULZE (1965), K.-J.REUTTER (1966), G.v.STRUENSEE (1967), H. HEYMANN (1968), H.U.SCHLÜTER (1968), W.FREY (1969), K.RENTZ (1970), P.GENTZ (1970), J.GROSSCURTH (1971). Im Verlaufe dieser Arbeiten zeichneten sich immer deutlicher die Existenz einer Emilianischen Fazies und deren Unterschiede zur Ligurischen und Toskanischen Fazies ab.

Italienische Autoren glauben jedoch nicht an einen gesonderten Sedimentationsraum für die Gesteine des Emilianischen Faziesbereiches. Ähnlich K.-J.REUTTER (1966) unterscheiden R.NARDI & M.TONGIORGI (1962) sowie R.NARDI (1965) auf der NE-Flanke des Nordapennins zwar verschiedene Flyschsandstein-Serien; diese sollen aber eine einheitliche stratigraphische Abfolge darstellen. Der toskanische Macigno und die nach K.-J.REUTTER (1966) emilianischen Flyschsandsteine des M.Modino und des M.Cervarola seien im gleichen Trog übereinander zur Ablagerung gekommen und lediglich durch Olisthostrom-Einschaltungen voneinander getrennt. Auf der Grundlage dieser Annahmen entwarfen F.BALDACCI,P.ELTER, E.GIANNINI,G.GIGLIA,A.LAZZAROTTO,R.NARDI & M.TONGIORGI (1967) einen Bauplan des Nordapennins, der von nur zwei ursprünglich relativ weit im SW gelegenen Faziesgebieten ausgeht und weite Deckentransporte beinhaltet. Demnach läge im Gebiet der heutigen Thyrrhenis der Ligurische Sedimentationsraum, unterteilt in eine interne und eine externe Zone. Nordöstlich schließt das Toskanikum an, das ebenfalls in

eine interne und eine externe Zone gegliedert wird. Die interne Zone befindet sich südwestlich der Apuaner Alpen und enthält Macigno und Modino-Sandstein. Der im NE der Apuaner Alpen gelegenen externen toskanischen Zone wird der Cervarola-Sandstein s.l. zugerechnet. Dieser soll normalstratigraphisch über dem Authochthon der Apuaner Alpen zur Ablagerung gekommen sein und stratigraphisch zwischen Macigno und der umbro-romagnolischen Formazione Marnoso Arenacea vermitteln. Bei späteren Deckenbewegungen hätte die "Falda Toscana" des Macigno etc. den Cervarola-Sandstein von seiner Unterlage (dem Pseudomacigno der Apuaner Alpen) abgelöst und nach NE noch bis auf randliche Teile der Formazione Marnoso Arenacea hinauf vor sich hergeschoben.

Neuerdings finden auch die aktuellen großgeologischen Hypothesen und Vorstellungen von der Geosynklinalentwicklung Eingang in die Apennin-Geologie:

1) J.AUBOUIN (1965) entwickelt bezüglich der mediterranen Kettengebirge ein neues Modell des geosynklinalen Raumes. Dieser soll von intern nach extern aus Eugeantiklinale, Eugeosynklinale, Miogeantiklinale und Miogeosynklinale bestehen. Das meist bogenförmige Geosynklinalgebiet würde intern von einem Hinterland und extern von einem Vorland begrenzt. Nach K.-J.REUTTER (1966, 1968) könnte das Schema von AUBOUIN in einer modifizierten Form Anwendung auf den Nordapennin finden. Im Falle der Annahme eines Emilianischen Außentroges wären die Toskaniden lediglich ein besonderes "leptogeosynklinales" (R.TRÜMPY 1960) Gebiet innerhalb einer Ligurisch-Emilianischen Eugeosynklinale. Die Miogeosynklinale wäre in den Umbro-Markiden zu sehen, während eine Miogeantiklinale zwischen beiden Gebieten nicht bekannt ist.

2) M.BOCCALETTI & G.GUAZZONE (1970) verstehen Kontinentaldrift und "ocean-floor-spreading" als Ursachen für die paläotektonische Entwicklung des Nordapennins. Aufgrund dieser Vorgänge soll eine "dorsale oceanica paleotirrenica mesozoica" vom Paläozon ab aus ihrer ursprünglichen SW-NE-Richtung entgegen dem Uhrzeigersinn in die heutige apenninisch-padanische Richtung (NW-SE) rotiert sein, wodurch die verschiedenen Sedimentationsbecken in Richtung NE gewandert

sein sollen bei gleichzeitig stattfindender Orogenese. Das Becken des Macigno s.l. hätte demgemäß ursprünglich im Gebiet der heutigen Thyrrhenis gelegen. H.G.WUNDERLICH (1965) nimmt das Rotationszentrum für die orogenetischen Bewegungen im Raume der Gruppe von Voltri an. Er postuliert ebenfalls ein Wandern der Orogenese von intern nach extern (H.G.WUNDERLICH 1967).

3) P.GIESE,K.GÜNTHER & K.-J.REUTTER (1970) stellen vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins an. Demnach präsentieren sich Penninikum und Ligurikum (+ Emilianikum) als einheitlicher Eugeosynklinalraum (vgl. M.RICHTER 1960). Der Nordapennin hätte im prä-orogenetischen Stadium eine relativ dünne Sialkruste gehabt, die von der Südalpen-Poebenen-Masse in Richtung auf die ligurische Eugeosynklinale ausgekeilt wäre. Im Laufe der Orogenese wäre dann eine Krustenverdickung auf eine ungefähr normale Mächtigkeit erfolgt. Die Fazies und das Einsetzen tektonischer Bewegungen in einem Geosynklinalgebiet werden in ursächlichem Zusammenhang mit der Mächtigkeit der sialischen Kruste dieses Gebietes gesehen.

4) F.SELIGMANN (1968, 1971) setzt die Bouguer-Schwereanomalien (AGIP MINERARIA 1959) mit der Ophiolith-Verteilung im Nordapennin in Beziehung und sieht das Resultat in einer Homologie des Nordapennins mit rezenten Insel-Orogenen.

5) Im November 1970 erschien ein Sonderband (4,3/4) der "Sedimentary Geology" mit dem Titel "Development of the Northern Apennines Geosyncline" (ed. G.SESTINI), in dem eine Zusammenschau der neueren Fiorentiner Publikationen vorgenommen wird. Die Geosynklinalentwicklung des Nordapennins wird in Anlehnung an das Schema von J.AUBOUIN (1965) in ein eu-, mio-, spät- und post-geosynklinales Stadium eingeteilt. Bezüglich des Nordapennins schlagen die Autoren als unterscheidende Merkmale der Eugeosynklinale gegenüber der Miogeosynklinale die Anwesenheit eines frühen Flysches sowie die allochthone Position der eugeosynklinalen Sedimente über den externen (miogeosynklinalen) Serien vor.

Die Darstellung der Geosynklinal-Entwicklung im Nordapennin erfolgt unter dem Gesichtspunkt einer strengen Allochthonie im Sinne der herkömmlichen Deckentheorien. Demgegenüber wird das Konzept eines externen Emilianischen Sedimentationsraumes (K.-J.REUTTER & C.W.SAMES 1964) verworfen, ohne Berücksichtigung der neuesten diesbezüglichen Literatur (K.-J.REUTTER 1966, 1968; H.F.HEYMANN 1968).

Speziell das Untersuchungsgebiet bzw. dessen nähere Umgebung erregten, konzentriert auf drei Perioden, das Interesse der Geologen. In der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts wurde häufig die Gegend von Porretta Terme erwähnt, das etwa 5 km westlich des Arbeitsgebietes liegt, z. B. von G.BIANCONI (1866), G.CAPELLINI (1874, 1879), C.de STEFANI (1880, 1881), A.MANZONI (1881), B.LOTTI (1883), B.NELLI (1903), F.SACCO (1891). Mehrere dieser Autoren erörterten schon damals das Miozän als Alter für den "macigno".

Eine weitere Häufung von Publikationen in den dreißiger Jahren dieses Jahrhunderts zog der Bau der Eisenbahnstrecke Bologna - Florenz nach sich. L.MADDALENA (1929), P.PRINCIPI (1930), F.SACCO (1934), T.LIPPARINI (1936) und R.SIGNORINI (1938) interpretierten das geologische Profil entlang einem durch das Untersuchungsgebiet führenden 18,5 km langen Eisenbahntunnel.

In jüngster Zeit behandeln L.DAINELLI (1951) und R.GHELARDONI, L.LUCCHETTI, M.PIERI & C.PIRINI (1962) die Beziehungen zwischen dem toskanischen Macigno und der umbro-romagnolischen Formazione Marnoso Arenacea und versuchen, auch die Flyschsandstein-Serien des Arbeitsgebietes diesen beiden Faziesräumen zuzuordnen. E.AMADESI (1964, 1967) beschreibt Teile des Untersuchungsgebietes unter dem Gesichtspunkt eines weiten Deckenbaues und sich gegenseitig überholender Deckeneinheiten.

2.5. Problemstellung

Es galt zunächst, die im Untersuchungsgebiet vorhandenen Gesteinsserien durch eine genaue Kartierung zu erfassen und ihr Alter auf mikropaläontologischem Wege zu bestimmen. Insbesondere mußten die Beziehungen der einzelnen Serien untereinander aufgeklärt werden, die stratigraphisch-normalsedimentärer Natur oder resedimentären Charakters durch Einschaltung von Turbiditen, Olisthostromen und Olistholithen sein konnten. Weiter konnten die einzelnen Serien miteinander auch tektonisch verknüpft sein, infolge von Überschiebungen und Gleitungen von Gesteinsmassen.

Als nächster folgerichtiger Schritt sollte die Zuordnung der Serien zu größeren stratigraphisch-tektonischen Einheiten und zu Faziesbereichen aufgeklärt werden. Im speziellen Fall des Untersuchungsgebietes bedeutete dies, Gesteinsserien, die nach den bisherigen Vorstellungen einem Toskanischen und einem Ligurischen Faziesbereich zugeordnet wurden, unter dem Gesichtspunkt der Existenz eines dritten, Emilianischen Faziesbereiches (K.-J.REUTTER & C.W.SAMES (1964) zu betrachten und in dessen stratigraphisch-tektonische Einheiten (im Arbeitsgebiet Modino-Cervarola-Einheit und Cantiere-Monghidoro-Einheit) einzuordnen. Korrelationen zu Untersuchungen, die von Institutsangehörigen in benachbarten Gebieten früher ausgeführt wurden oder gleichzeitig stattfanden, sollten dabei behilflich sein.

In diesem Zusammenhang war die Untersuchung und Interpretation der faziellen und paläotektonischen Entwicklung im Bereich des Arbeitsgebietes erforderlich. Deshalb mußten die Faziesdifferenzierungen innerhalb der verschiedenen tektonischen Einheiten, die faziellen Beziehungen der emilianischen Einheiten zueinander sowie die Grenzverhältnisse und eventuellen Faziesübergänge des Emilianischen Faziesbereiches zu dem im E des Untersuchungsgebietes angrenzenden Umbro-Romagnolischen Sedimentationsgebiet herausgearbeitet werden. Dazu war auch die Datierung von Resedimentations-Erscheinungen (Faunen-Umlagerungen) und Zeiträumen der Exponierung und Aufarbeitung ophiolithischer Gesteine wichtig.

Schließlich sollten die Untersuchungsergebnisse im Hinblick auf bisherige großtektonische Deutungsversuche des Nordapennins diskutiert werden.

Die Untersuchung dieser Probleme erforderte eine relativ großräumige Kartierung (370 km^2) und die Kenntnis der weiteren Umgebung des kartierten Gebietes. Das Schwergewicht der Arbeit lag dabei auf mikropaläontologischem und lithofaziellem Sektor.

3. STRATIGRAPHIE

3.1. Vorbemerkungen

Wie sich im Laufe der Untersuchungen herausstellte, gehören die Gesteinsserien des Arbeitsgebietes dem Emilianischen Faziesbereich an, wobei gewisse Übergänge zur Umbro-Romagnolischen Fazies festzustellen sind. Die Überlegungen, die zur Annahme des Emilianischen Faziesbereiches führten, werden bei K.-J.REUTTER (1968, S.201 u.205) diskutiert.

Nach K.-J.REUTTER (1966,1968) wird dieser Faziesbereich in fünf stratigraphisch-tektonische Einheiten gegliedert. Von diesen fünf Einheiten sind im Untersuchungsgebiet zwei vorhanden, nämlich die Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) und die Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II). Der beschreibende Begriff "Tektonische Einheit" sei nicht gleichbedeutend mit dem genetischen Begriff "Decke".

Aufgrund seiner vermittelnden Stellung zwischen Emilianischer und Umbro-Romagnolischer Fazies muß der Castiglione-Sandstein als eine weitere separate Einheit aufgefaßt und systematisch als solche behandelt werden.

Zur näheren Untersuchung der Gesteinsserien wurden etwa 560 Proben genommen, aus denen Dünnschliffe für petrographische Bestimmungen sowie Schlämmpräparate und Dünnschliffe zur zeitlichen Einordnung der Serien an Hand der Foraminiferenfaunen hergestellt wurden. Bei den überwiegend vom Verf. selbst vorgenommenen Altersbestimmungen ergaben sich erhebliche Schwierigkeiten. Abgesehen davon, daß die Faunen

in der Hauptsache spärlich auftraten, meist schlecht erhalten und zudem teilweise umgelagert waren, existierte zu Beginn der Untersuchungen sowohl für das Tertiär als auch für die Kreide noch keine einheitliche Foraminiferen-Stratigraphie. Die vorhandenen Publikationen wiesen unterschiedliche Auffassungen über die Zugehörigkeit von Foraminiferen zu Gattungen, Arten und Unterarten und über deren stratigraphische Reichweiten auf. Lokal aufgestellte Gliederungen in Biozonen und Subzonen waren nicht international korreliert.

Erfreulicherweise ist aber in den letzten Jahren der Ausbau der Foraminiferen-Stratigraphie vorangetrieben worden, so daß heute über die Zonen- und Subzonen-Gliederungen und deren internationale Korrelierung weitgehende Klarheit herrscht. Wichtige Arbeiten in dieser Hinsicht erschienen von H.M. BOLLI (1966), W.H.BLOW (1967) und F.CATI et al.(1968).

Die Zuordnung der Biozonen zu den Stratotypen, die ihrerseits heute der Überarbeitung bedürfen, sowie die Fixierung der Reichweiten einzelner Leitformen sind dagegen noch nicht bei allen Autoren einheitlich. Nach U.CRESCENTI (1966) z.B. treten Orbulinen erst im Helvet auf, während deren erstes Vorkommen nach F.E.EAMES,F.T.BANNER,W.H.BLOW & W.J.CLARKE (1962) bereits unterhalb der Aquitan-Burdigal-Grenze liegt.

In der vorliegenden Arbeit muß daher e i n Schema ausgewählt und den Altersbestimmungen zugrundegelegt werden. Es wird hier in Anlehnung an die internationale Zonengliederung von H.M.BOLLI (1966) verfahren. K.RENTZ (1970) dagegen numeriert seine Biozonen bzw. Subzonen nach W.H.BLOW (1967) und verzichtet auf die Verwendung von Stratotypen. Jedoch scheint in der vorliegenden Arbeit die Angabe von Stratotypen der größeren Anschaulichkeit wegen geraten. Dabei ist das chronostratigraphische Einsetzen des Genus O r b u l i n a ein wichtiges, leider auch sehr umstrittenes Datum für die Korrelation der Biostratigraphie mit der Chronostratigraphie. Der Verf. legt seinen Datierungen ein Einsetzen dieses Genus unterhalb der Aquitan-Burdigal-Grenze entsprechend F.E.EAMES,F.T.BANNER,W.H.BLOW & W.J.CLARKE (1962) zugrunde.

3.2. Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I)

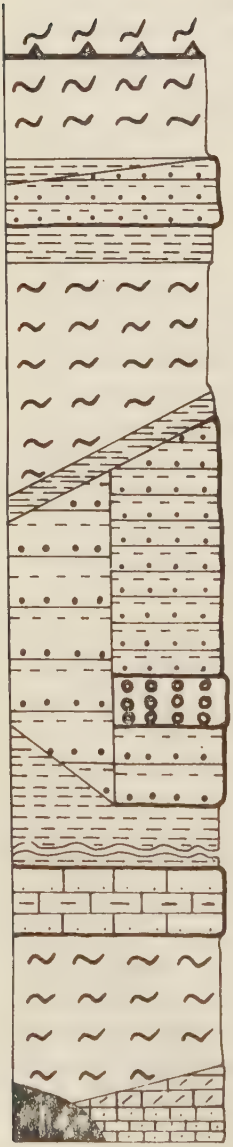
Der von K.-J.REUTTER (1966, 1968) benutzte Name für diese Einheit leitet sich von den entsprechenden Flyschsandstein-Vorkommen am M.Modino und am M.Cervarola ab. Von den emilianischen Einheiten erreicht die Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) die größte Verbreitung und ist von Bobbio (Prov. Piacenza) bis zum Lago di Bolsena zu verfolgen. Dabei ist sie im Streichen Faziesdifferenzierungen unterworfen (vgl. K.-J.REUTTER 1968, S.198-199; K.-J.REUTTER & H.U.SCHLÜTER 1968).

3.2.1. Überblick über die Schichtfolge

Im Untersuchungsgebiet sind die unteren Bereiche dieser Einheit nicht in der für die Gegend von Pievepelago typischen Ausbildung mit Modino-Sandstein und Modino-Basis-Serien vorhanden. Statt dessen befinden sich südlich des Passo della Futa unter dem Cervarola-Sandstein teilweise chaotisch angeordnete Gesteine, aus denen sich aber nach Auffassung des Verf. eine Abfolge konstruieren läßt, analog den Verhältnissen in den ebenfalls stark zerscherten Modino-Basis-Serien (vgl. K.-J.REUTTER 1966 u. K.RENTZ (1971).

Die tiefsten Bestandteile der Cervarola-Basis-Serien im Untersuchungsgebiet sind Radiolarite und Majolica oberjurassischen bis unterkretazischen Alters sowie brekzierte und serpentinitisierte Diabase. Danach kommen in der Unterkreide Argille Scagliose mit Palombino-Kalken zur Ablagerung. Als nächst jüngeres Schichtglied treten helle fossilreiche Alberese-Kalke vom Typ M.Morello auf (vgl. V. BORTOLOTTI 1964). Wegen ihres Alters (O-Paläozän bis U-Eozän) und eines zu beobachtenden stratigraphischen Kontaktes mit Sedimenten vom Typ der Scisti Varicolori können sie das normale Liegende der eozänen bis aquitanen Scisti Varicolori sein. Letztere bilden die direkte Basis des Cervarola-Sandsteins und bestehen aus bunt gefärbten Schiefertonen und Mergeln. Der darüber folgende, bis 2000 m mächtige Cervarola-Sandstein stellt als hauptnamengebender Bestandteil

Abb. 2 : Schematisches Säulenprofil zur Schichtfolge der Modino-Cervarola-Einheit, nicht maßstäblich



Cantiere-Monghidoro-Einheit (überschoben)

Hangend-Olisthostrom (O-Burdigal)

Obere Mergel
Sandstein
Untere Mergel
/ Suviana-Serie (O-Aquitan, Burdigal)

Sestola-Vidiciatico-Serie (O-Aquitan)

Hangend-Mergel

Undiff. Sandstein (links)

Oberer Sandstein

Sandsteine und Konglomerate

Unterer Sandstein

Cervarola-Sandstein (Oligozän bis Aquitan)

Scisti Varicolori — O-Eozän bis Aquitan ? Schichtlücke O-Paläozän bis U-Eozän

Morello-Alberese (O-Paläozän bis U-Eozän)

Argille von Panna (Neokom bis Cenoman)

Majolica
Radiolarit
Ophiolith
Tithon bis Neokom

auch das "Rückgrat" der Modino-Cervarola-Einheit und zugleich das des Apennins in dieser Gegend dar. Im M.Calvi-Gebiet, wo er die größte Mächtigkeit erreicht, kann er mehrfach untergliedert werden. Seine stratigraphische Reichweite umfaßt große Teile des Oligozäns und nahezu das gesamte Aquitan. Das oberste Aquitan ist durch die überwiegend olisthostromatisch ausgebildete Sestola-Vidiciatico-Serie gekennzeichnet, auf die im Burdigal Suviana-Mergel und Sandstein folgen. Darüber wird die Schichtfolge im oberen Burdigal mit einem Hangend-Olisthostrom abgeschlossen.

3.2.2. Cervarola-Basis-Serie

3.2.2.1. Ophiolith-Radiolarit-Majolica-Komplex

Die Gesteine dieses Komplexes treten als isolierte Schollen in oder auf den Argille von Panna auf und können am besten als große Olistholithe dieser olisthostromatischen Schieferton-Serie erklärt werden (vgl. Kap. 3.2.2.2.).

3.2.2.1.1. Ophiolith

Im mediterranen Raum werden basische Magmagesteine, hauptsächlich Vulkanite, die zum großen Teil submarin-initial aufdrangen, generell als O p h i o l i t h e bezeichnet.

Drei km südlich des Futa-Passes beginnt ein morphologisch sanftes Gelände, aus dem als Härtlinge verschiedene größere und kleinere Ophiolith-Blöcke herausragen. In mehreren Steinbrüchen wird aus ihnen Straßenschotter gewonnen. Der größte, direkt bei S.Lucia befindliche Block nimmt eine Fläche von etwa 25 ha ein und weist Pillow-Strukturen auf. Zwei weitere große Vorkommen sind bei C.Rosseta und östlich Montecarelli anzutreffen.

Das Vorkommen von C.Rosseta besteht aus einem Diabas-Agglomerat, d.i. nach K.GÖRLER & K.-J.REUTTER (1964) ein Diabaskörper, der bei der Platznahme brekziert wurde. Es handelt sich um ein sehr hartes Gestein, das in frischem Zustand schwarzgrün bis rostrot ist. Sekundäre Umwandlung in Serpentin ist häufig zu beobachten. Die meist 1 cm^2 großen, durch Chloritisierung grün gefärbten Diabas-Brekzienstücke werden

von einer eisenreichen rostbraunen Matrix umhüllt.

Mikroskopischer Befund:

Schliff 138/67, D i a b a s - A g g l o m e r a t, bei C.Rosseta westlich S.Lucia.

Gesteinsbruchstücke: Große, überwiegend ungerundete Diabastrümmer. Sie bestehen aus intermediären bis basischen Plagioklasleisten, die teilweise saussuritisiert sind (umgewandelt in Epidot, Albit, Karbonat). Zwischen den Leisten befinden sich völlig chloritisierte Pyroxene, von denen nur noch selten die Kristallumrisse erhalten sind, sowie opakes Erz (Maghemit) und Hämatit. Neben den Diabastrümmern treten Brekzienstücke umgestandenen Gesteinsglases auf. Im N des Schliffes befindet sich ein Radiolarit-Einschluß, der Radiolarien enthält.

Matrix: Opakes Erz (Maghemit), Hämatit, Karbonat, etwas Serpentin und feinere Gesteinsbruchstücke.

Gefüge: Innerhalb der Gesteinsbruchstücke insgesamt ophitisch bis hyalo-ophitisch.

Das Diabas-Vorkommen von C.Rosseta erlaubt eine Aussage über den Zeitpunkt seines Aufdringens. Dort zeigt sich nämlich das gleiche Phänomen wie an dem der Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II) zugehörigen Diabasblock vom Sasso di Castro (P.GENTZ 1970). Beide Blöcke befinden sich an der Basis von Radiolarit und Majolica und liegen zusammen mit diesen überkippt. Das Diabas-Agglomerat von C.Rosseta ist durch eine Diabas-Randbrekzie (K.GÖRLER & K.-J. REUTTER 1964) mit Radiolarit und Majolica (Tithon-Neokom) verknüpft. Das bedeutet, daß der Magmenkörper bei seinem Aufdringen den bereits sedimentierten Radiolarit und die Majolica durchbrochen hat — sei es als heißes Magma oder bei späterer tektonischer Exponierung in erstarrtem Zustand — und dabei randlich Radiolarit- und Majolica-Brocken aufgenommen hat. Die Majolica-Brekzien erreichen Kopfgröße. Gemäß der feineren Schichtung sind die Radiolarit-Einschlüsse kleiner. Da die beiden Brekzienkomponenten völlig ungerundet und scharfkantig sind, müssen die entsprechenden oberjurassischen bis unterkretazischen Sedimente zum Zeitpunkt der Platznahme des Diabaskörpers verfestigt gewesen sein. Andererseits finden sich keine Einschlüsse von Tonfetzen und typischen Palombino-Kalken in der Diabas-Randbrekzie, weshalb das Aufdringen des Diabases vor der Ablagerung der unterkretazischen bis cenomanen Argille von Panna (Kap. 3.2.2.2.) anzunehmen ist. Damit ist der Diabas von

C.Rosseta u n t e r k r e t a z i s c h. Der Diabas vom Sasso di Castro dagegen führt in seiner Randbrekzie nach P.GENTZ (1970, pers.Mitt.) keine Majolica-Brekzienstücke, sondern lediglich Radiolarit, und kann deshalb noch im Tithon aufgedrungen sein.

Zur Frage der altersmäßigen Einordnung der Ophiolithe im Nord-Apennin soll an dieser Stelle noch ein Kuriosum mitgeteilt werden:
M.RICHTER (1962) beobachtete östlich Florenz einen thermisch überprägten Kontakt zwischen Serpentiniten und Tertiär-Alberese. In Analogie dazu konnte der Verf. 1966 einen direkten Kontakt von Diabas und eozänem Morello-Alberese (Kap. 3.2.2.3.) bei S.Lucia feststellen. Im Jahre 1967 zeigte sich jedoch beim Bau einer Straße durch genau diesen Kontakt, daß zwischen Diabas und Morello-Alberese noch etwa 1 m der Argille von Panna (Kap. 3.2.2.2.) mit Palombino-Kalken eingeklemmt war. Folglich sind Diabas und Morello-Alberese nicht altersmäßig miteinander verknüpft, sondern stellen lediglich zwei heute zufällig eng benachbarte Olistholithe in den Argille von Panna dar.

3.2.2.1.2. Radiolarit

Radiolarit findet sich im Untersuchungsgebiet nur in dem unter Kap. 3.2.2.1.1. erwähnten Aufschluß bei C.Rosseta zusammen mit Ophiolith und Majolica, östlich des Untersuchungsgebietes im Kontakt zu Majolica (J.GROSSCURTH 1970). Das Gestein fällt durch seine rostrote Farbe auf, es ist kieselig, glashart und aus mehrere cm starken Bänkchen ohne Zwischenlagen aufgebaut. Es enthält zahlreiche, z. T. opalisierte Radiolarien. Die Mächtigkeit beträgt etwa 12 m.

Mikroskopischer Befund:

Schliff 137/67 R a d i o l a r i t
bei C.Rosseta westl. S.Lucia

In eine dichte, rotbraun durchscheinende, kieselige Grundmasse, die von feinen Kieselsäure-Äderchen durchsetzt ist, sind in gesteinsbildender Menge Radiolarien, überwiegend Spumellarien, eingebettet. Sie lassen keine Altersaussage zu.

Da jedoch über dem Radiolarit mit stratigraphischem Kontakt Majolica auftritt und dort eine Tintinniden-Fauna des untersten Neokom (unteres Hauterive, vgl. Kap. 3.2.2.1.3.)führt, kann das Alter des Radiolarits mit T i t h o n angegeben werden.
Die enge stratigraphische Verknüpfung des Radiolarits mit

kalkigen Sedimenten (Majolica) mag ein Hinweis auf pelagische Ablagerung in nicht zu großer Wassertiefe (oberhalb - 2000 m) sein. Wegen der ebenfalls benachbarten räumlichen Position des Radiolarits zu magmatischen Gesteinen (vgl. Kap. 3.2.2.1.1.) liegt es nahe, das massenhafte Auftreten von Radiolarien und damit dem Kieselsäure-Reichtum des Radiolarits auf submarinen Vulkanismus zurückzuführen.

3.2.2.1.3. Majolica

Das Vorkommen von Majolica ist ebenfalls auf C.Rosseta beschränkt, wo sie das Hangende des Radiolarits bildet. Ebenso wie im Gebiet von J.GROSSCURTH (1971) vollzieht sich der Übergang von Radiolarit in die Majolica abrupt durch Farbwechsel und Zunahme der Bankmächtigkeit. Im Untersuchungsgebiet ist die Majolica fast ungebankt und etwa 25 m mächtig. Sie besteht aus porzellanartigen, schneeweißen, dichten Kalken, die wegen ihrer Härte scharfkantig brechen. Wie der mit ihr verknüpfte Radiolarit gilt die Majolica als Anzeiger pelagischer Sedimentationsbedingungen, zumal Klastika weitgehend fehlen. Die Bezeichnung "Majolica" wurde in den Südalpen als Faziesbegriff für Sedimente dieses Typs geprägt.

Mikroskopischer Befund:

Schliff 136/67 M i k r i t bis B i o m i k r i t (R.L.FOLK - 1962), westlich S.Lucia bei C.Rosseta

Kryptokristalliner, reiner Kalk mit einer 1-2 mm mächtigen kalkarenitischen Lage, in der kalzifizierte Radiolarien auftreten. Er ist von Kalzitäderchen durchzogen und enthält neben vielen Radiolarien eine reiche Tintinniden-Fauna:

Calpionella alpina LORENZ; Calpionella elliptica CADISH; Tintinnopsella longa (COLOM); Tintinnopsella carpathica COLOM; Stenosemellopsis hispanica (COLOM).

Damit liegt das Alter der Majolica im Untersuchungsgebiet wenig oberhalb der T i t h o n / N e o k o m - Grenze.

3.2.2.2. Argille von Panna

In Übereinstimmung mit J.GROSSCURTH wurde diese Serie nach der Gegend von Panna benannt, wo sie in typischer Ausbildung vorkommt. Die Bezeichnung "Argille Scagliose" wird hier als Faziesbegriff gebraucht, der eine stratigraphisch nicht

festgelegte Schiefer-Kalk-Wechselfolge charakterisiert.

Wie bereits frühzeitig erkannt wurde, überlagern Gesteine vom Typ der Argille Scagliose häufig jüngere Serien (F. SACCO 1891). An diese Tatsache knüpften sich unterschiedliche Deckenbau-Theorien (G.STEINMANN 1907; G.MERLA 1952; P.ELTER et al. 1960; F.BALDACCI et al. 1967).
Die Einführung des Begriffes "Olisthostrom" durch G.FLORES (1955) ermöglichte dann eine sedimentäre Erklärung des Phänomens der Überlagerung jüngerer Gesteine durch die älteren "Argille Scagliose" (vgl.S.13). Demnach sollen ältere Serien submarin zu Schlammströmen aufgelöst worden sein, die dann in jüngeren Serien einen "Olisthostrom" als resedimentäre Einschaltung aufbauen könnten. Dabei werden die kompetenten Bestandteile des ursprünglichen Sedimentes (Kalkbänke, Sandsteinlagen) als eckige Bruchstücke (Olistholithe, vgl. G.FLORES 1955 u. K.GÖRLER & K.-J.REUTTER 1968) in den Olisthostrom eingelagert, während die tonigen Anteile des Ausgangsgesteines zur Matrix des Olisthostroms werden.
Aufgrund solcher Vorgänge können Sedimente vom Typ der Argille Scagliose in den unterschiedlichsten stratigraphischen Positionen auftreten.
Darüber hinaus hat sich vor allem durch die Arbeiten von K.-J.REUTTER & C.W.SAMES (1964) und K.-J.REUTTER (1966) gezeigt, daß die "Argille Scagliose" in der Fassung der Deckenbau-Theoretiker noch weitere Schieferton-Serien verschiedenen Alters und verschiedener Herkunft enthielten, z.B. Buntschiefer-Serie (emilianische und ligurische O-Kreide, ? Paläozän) und Kalk-Ton-Serie (ligurisches Alt-Tertiär).

In der vorliegenden Arbeit werden die Argille von Panna erstmalig als selbständige Serie behandelt. Auf der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, Blatt 98 "Vergato" (1892) sowie bei J.W.R.van BRUEREN (1941) sind noch alle Sedimente vom Typ der Argille Scagliose zu einer Sammelserie zusammengefaßt. Italienische Autoren sehen die Argille von Panna oder diesen vergleichbare Sedimente stets als allochthon an (vgl. A.M.MUCCHI 1964). Das "alloctono argilloso e caotico della Calvana" von G.SESTINI (1959) dürfte teilweise den Argille von Panna entsprechen.

Die Argille von Panna haben ihre Hauptverbreitung südlich des Futa-Passes, wo sie ein Areal von annähernd 20 km^2 bedecken und sich nach SE noch weiter fortsetzen. Ihre Mächtigkeit muß auf mindestens 250 m geschätzt werden. Der Kontakt zum Hangenden ist nirgends erhalten; zur liegenden Majolica wird aufgrund eines Aufschlusses im Flußbett der Stura ein Übergang angenommen. Da die Argille von Panna zwischen S.Lucia und Panna eine räumlich unter

Cervarola-Sandstein und Scisti Varicolori gelegene Position einnehmen, werden sie in der vorliegenden Arbeit in die Cervarola-Basis-Serie gestellt; weitere Hinweise dazu s. Kap. 3.2.2.6.2.

Der Schichtverband der Argille von Panna ist weitgehend zerstört und erweckt den Eindruck olisthostromatischer Entstehung. Zudem haben wohl rein tektonische Vorgänge und rezente Hangrutschungen zum heutigen Erscheinungsbild dieser Serie beigetragen. Den Argille von Panna kommt die Funktion eines Hüllgesteines für die übrigen Gesteine der Cervarola-Basis-Serie, mit Ausnahme der Scisti Varicolori, zu. In oder auf ihren Schiefermassen befinden sich als isolierte Schollen Ophiolith, Radiolarit, Majolica und Alberese vom Typ Morello. Diese Gesteinsvorkommen können am besten als Olistholithe erklärt werden.

Die Argille von Panna bestehen hauptsächlich aus gut durchfeuchteten und wenig verfestigten Schiefertonen von schwarzgrüner bis bleigrauer, auch gelbbrauner Farbe. Die ehemaligen Kalkbänke ("Palombino-Kalke") sind heute meist in Form von chaotisch angeordneten Bruchstücken (Olistholithen) zu finden. Zum Teil gleichen die Kalke lithologisch der Majolica und können dann als deren sedimentäre Fortsetzung aufgefaßt werden. Demnach wären aus der Majolica durch Einschaltung von Tonlagen allmählich die Argille von Panna hervorgegangen. Ein Aufschluß im Flußbett der Stura unterhalb Montecarelli scheint dies zu bestätigen. Dort sind in noch unzerstörtem Schichtverband 30-40 cm dicke Kalkbänke, teils weiß vom Typ Majolica und teils hellgrau bis blaugrau vom Typ höherer Palombino-Kalke, in Wechsellagerung mit Tonschiefern anzutreffen.

Schliff 186/67 im Flußbett der Stura unterhalb Montecarelli; M i k r i t vom Typ Majolica, mit geringem detritischem Anteil (Karbonat und wenige kleine Quarz-Klastika).

Fauna: Radiolarien (Spumellarien); sandschalige ein- und zweizeilige sowie rotalide Foraminiferen; Calpionella alpina LORENZ; Stenosomellopsis hispanica (COLOM).

Alter: U n t e r e s N e o k o m.

Damit kann dieser Aufschluß als stratigraphischer Übergangsbereich der Majolica in die Argille von Panna betrachtet werden.

Der größere Teil der Kalkbruchstücke in den Argille von Panna zeigt ein anderes Aussehen als die Majolica und mag einem stratigraphisch höheren Niveau als der Aufschluß im Stura-Tal entsprechen. Die Kalke sind ockergelb angewittert, Mächtigkeiten von 30-40 cm dominieren. Im Anschlag erweisen sie sich als schlecht gradierte, feinkörnige graue oder dunkelgraublaue, bisweilen mergelige Kalke. Auf den Schichtflächen treten häufig Wurmspuren auf.

Mikroskopischer Befund:

Schliffe 183a,b/67, Kalkbrocken nahe Erbaia.
Radiolarien - B i o m i k r i t.
Kryptokristalliner, von Kalzitäderchen durchzogener Kalk mit zahlreichen Radiolarien. Schliff 183b/67 enthält außerdem eine 1,5 cm mächtige Kiesellage mit opalisierten Radiolarien.

Fauna: Radiolarien (meist Spumellarien); Heterohelix sp.; Gavellinella sp.; Rotalipora sp.; Rotalipora appenninica (RENZ); Rotalipora cf.R.reicheli (MORNOD).

Alter: O - C e n o m a n.

Berücksichtigt man, daß die oben aufgeführte R.cf.reicheli eine Übergangsform zwischen R.appenninica und R.reicheli ist, da sie zweikielige Internwindungen aufweist, dann kommt auch noch U - T u r o n infrage.

Die obengenannte Fauna erinnert stark an typische Buntschiefer-Faunen des Untersuchungsgebietes (vgl. auch K.RENTZ 1971). Sofern die Probe 183/67 nicht einen Buntschiefer-Anteil in den Argille von Panna repräsentiert — ein solcher ist nirgends beobachtet worden —, muß die stratigraphische Reichweite der Argille von Panna N e o k o m (vgl. Schliff 186/67, S. 28) und C e n o m a n umfassen. Das erscheint bei einem Vergleich mit den Modino-Argille, die in diesem Falle als westliches Äquivalent der Argille von Panna aufzufassen wären (s. auch Kap. 5.1.), nicht unmöglich. H.F.HEYMANN (1968) beschreibt die Modino-Argille als Cenoman bis M-Eozän. Nach K.RENTZ (1971) bestehen die Modino-Argille aus einem normalsedimentierten neokomen Anteil und aus cenomaner Olisthostrom-Argille. Ähnliche Verhältnisse können im Untersuchungsgebiet vorliegen, wie der gut erhaltene Schichtverband neokomen Alters im Flußbett der Stura und die Cenoman-Fauna aus einem höheren, chaotischen Niveau der Argille

von Panna anzeigen. Das noch intakte Gesteinspaket im Stura-Tal (S.28) würde demnach den normalsedimentierten, nicht in Schlammströme aufgelösten Teil der Argille von Panna repräsentieren, unabhängig davon, ob es sich in situ befindet oder späteren Gleitbewegungen unterworfen wurde, welche aber aufgrund seiner Position an der Basis der darüber befindlichen 250 m olisthostromartiger Argille nicht zwingend angenommen werden müssen.

3.2.2.3. Morello-Alberese

Für Kalk-Mergel-Wechselfolgen beliebiger stratigraphischer Stellung ist im Apennin die Bezeichnung "Alberese" gebräuchlich.

Die isolierten Alberese-Vorkommen des Untersuchungsgebietes wurden von V.BORTOLOTTI (1964) zum Morello-Alberese gerechnet. Der Verf. überzeugte sich durch Begehungen und Probennahme im M.Morello-Gebiet und in den Monti della Calvana nördlich Florenz davon, daß tatsächlich eine lithologische und faunistische Übereinstimmung existiert und die Bezeichnung "Morello-Alberese" für die entsprechenden Gesteine südlich des Futa-Passes berechtigt ist. Ebenfalls zum Morello-Komplex zählt V.BORTOLOTTI die Alberese nördlich des Futa-Passes, z.B. den Alberese vom M.Canda. Bei diesem dürfte es sich aber um Tertiär-Alberese vom Typ M.Sporno handeln (siehe P.GENTZ 1970).

Der Morello-Alberese geht nach V.BORTOLOTTI (1962) nördlich Florenz aus der oberkretazischen (Turon-Maastricht) Pietraforte hervor. Der Übergangsbereich wird von G.SESTINI (1959) als "strati di transizione" bezeichnet. Unter der Pietraforte beschreibt er das "alloctono argilloso e caotico". Dieses kann teilweise den Argille von Panna entsprechen. Am M.Morello treten als Dach des Alberese die "Argilloscisti di Pescina" auf (V.BORTOLOTTI 1964).

Die erwähnten Begleitgesteine des Morello-Alberese sind, abgesehen von den Argille von Panna, im Untersuchungsgebiet nicht vorhanden.

Während der Morello-Alberese an seiner Typlokalität nördlich

Florenz Mächtigkeiten zwischen 700 und 800 m erreicht (G. SESTINI 1959, V.BORTOLOTTI 1962,1964), sind im Untersuchungsgebiet maximal 50 m zu beobachten, was dadurch zu erklären ist, daß es sich nur um relativ kleine, bis 0,5 km^2 große Gesteinspakete handelt, die — als Olistholithe bzw. tektonische Klippen — in oder auf den Argille von Panna anzutreffen sind und nicht die gesamte Schichtfolge des Morello-Alberese repräsentieren. Im einzelnen sind das die Vorkommen vom Poggio Bianco südlich S.Lucia, von Panna sowie 5 weitere Vorkommen nördlich und südlich Montecarelli.

Die besten Aufschlüsse finden sich am Poggio Bianco, weshalb die lithologische Beschreibung dieser Lokalität stellvertretend für die übrigen Aufschlüsse gegeben werden soll:

Der Morello-Alberese ist durch weiß anwitternde und im Bruch gelbliche bis hellgraue, dichte, mergelige Kalke geprägt. 4 - 20 cm dicke Bänke bauen Schichtstöße von einigen Metern Mächtigkeit auf, die durch mittelkörnige Sandsteinbänke voneinander getrennt werden. Die Sandsteinbänke sind 10 - 40 cm stark und weisen Gradierung, Lamination und Unterflächenstrukturen auf, wodurch der Flysch-Charakter der Serie deutlich wird. In einem Alberese-Blockschuttfeld südlich Montecarelli wurden in den Kalkbänken auch kieselige Lagen und Konkretionen beobachtet.

Die Mergelzwischenlagen innerhalb der Kalkpakete sind kaum entwickelt. Dafür kann solch ein Stoß von Kalkbänken durch ein 5 - 10 m mächtiges Kalkmergel-Paket ersetzt sein, das in sich blätterig geschichtet ist und eine sandige, gradierte und laminierte Basis haben kann. Ist die Basis kalkarenitisch ausgebildet, dann tritt darin gewöhnlich eine gut erkennbare Foraminiferenfauna auf.

Generell ist der Morello-Alberese sehr fossilreich, wie sich in Dünnschliffen und Schlämmproben zeigt.

Mikroskopischer Befund:

Schliff 242/66 aus einer Kalkbank, Poggio Bianco,
Globigerinen - B i o m i k r i t.

In einer von Kalzitäderchen durchzogenen, kalkig-mergeligen, dichten Grundmasse befinden sich zahlreiche Globigerinen, außerdem Akarininen und senkrecht geschnittene Truncorotalien.

Alter: A.PAPP (Wien) bestimmte: U - E o z ä n.

Schlämmprobe 211/67, aus Mergeln am Poggio Bianco: Globigerina cf.G. linaperta FINLAY; Globorotalia sp.; Globorotalia aff.G.aequa CUSHMAN & RENZ; Globorotalia quetra BOLLI; Globorotalia aff.G.pseudotopilensis (SUBBOTINA).

Alter: O - P a l ä o z ä n bis U - E o z ä n.

Neben Kalken, Mergeln und Sandsteinen sind im Morello-Alberese noch sehr harte, scharfkantig splitternde kalkarenitische bis kalkruditische Fossilschuttbrekzien mit Korngrößen bis zu einigen mm anzutreffen. Sie erreichen die größte beobachtete Bankmächtigkeit mit 20 - 30 cm bei Erbaia südlich Montecarelli, wo sie auf einem über Morello-Alberese frisch gepflügten Acker in großen Brocken abgesammelt werden konnten. Dort waren sie auch stellenweise verkieselt.

Schliff 198a,b/67 kalkarenitische bis kalkruditische F o s s i l s c h u t t b r e k z i e, Erbaia

Eine mikritische Grundmasse wird fast vollständig von Großforaminiferen-Bruchstücken sowie vereinzelten Karbonatklastika und großen eckigen Chloritkörnern verdrängt. Mit Karbonat verheilte Klüfte durchsetzen und versetzen u. a. auch einzelne Großforaminiferen.

Fauna: A.PAPP (Wien) bestimmte: Alveolinen, Nummuliten mit größerer Megalosphäre, mittelgroße Assilinen, mittelgroße Discocyclinen.

Alter: U - C u i s i e n (unt. U - Eozän).

Die Schliffe 210a,b/67 stammen aus einer entsprechenden Brekzie vom Poggio Bianco, die dort nur 6 - 8 cm mächtig ist, und gleichen den oben zitierten Schliffen in Fauna und Alter. Auch in den übrigen Aufschlüssen des Untersuchungsgebietes sowie am M.Morello wurden vergleichbare Brekzien angetroffen.

Das Alter des Morello-Alberese kann nach den obigen Bestimmungen mit U-Eozän angegeben werden und umfaßt möglicherweise auch noch das O-Paläozän. Wegen der in Probe 207/67 enthaltenen Fauna (s.u.) kommt dazu noch unteres M-Eozän infrage. Es ergibt sich somit eine Übereinstimmung mit den Altersangaben von G.SESTINI (1959, U-M-Eozän) und V.BORTOLOTTI (1962, U-M-Eozän; 1964, O-Paläozän ?; U-M-Eozän).

Die genannten Autoren halten den Morello-Alberese zusammen mit seinen Begleitgesteinen ("Pietraforte", "alloctono

argilloso e caotico"; "Argilloscisti di Pescina") für allochthon. Das Ablagerungsgebiet soll sich nach V.BORTOLOTTI (1964) in der Thyrrhenis befunden haben, südwestlich des (toskanischen) Troges der ober-kretazischen bis eozänen "Scisti policromi". Damit wäre der Morello-Alberese also als ligurisch anzusehen.

Die Zuordnung des Morello-Alberese zu den Liguriden wird bei K.-J.REUTTER (1966,1968) aus folgenden Gründen wahrscheinlich gemacht: Südlich Florenz liegt über toskanischem Macigno zunächst die Kalk - Ton - Serie (Liguriden I). Über dieser liegt der Pietraforte - Morello - Komplex, der seinerseits unter Orocco - Caio - Alberese der Liguriden II abtaucht (vgl. auch V.BORTOLOTTI 1962) und deshalb als Zwischeneinheit zwischen Liguriden I und II fungieren soll.

Wenn auch der allochthone Charakter des Morello-Komplexes nicht zu bestreiten ist, wird doch über seine Herkunft und stratigraphische Stellung in der vorliegenden Arbeit eine abweichende Auffassung vertreten. Dies geschieht aufgrund eines im Flußbett der Stura südwestlich Montecarelli beobachteten stratigraphischen Überganges von Morello-Alberese in Sedimente vom Typ der Scisti Varicolori (vgl. Kap. 3.2.2.4.). Die Scisti Varicolori bilden die direkte stratigraphische Unterlage des Cervarola-Sandsteins. Damit wäre der gesamte Morello-Komplex in die Cervarola - Basis - Serie zu stellen und entspräche also dem "Modino-Alberese" (K.-J. REUTTER 1968 u. K.RENTZ 1971). Der Verf. bezieht sich dabei ausdrücklich nur auf den Morello-Komplex aus dem Bereich der Typlokalität (M.Morello, Mti.d.Calvana). Dem Verf. scheint die Identität der als "Morello-Alberese" bezeichneten Vorkommen im Gebiet der Toskanischen und Umbro-Romagnolischen Fazies (dort in allochthoner Position) mit dem Morello-Alberese der Typlokalität nicht erwiesen. Es könnte sich dabei auch um den recht ähnlichen Groppo - Vescovo - Kalk der Liguriden I (K.-J.REUTTER 1966) handeln.

Etwa 1 km südwestlich Montecarelli befindet sich ein NW-SE-streichender 4 km langer und 500 m breiter Geländestreifen, der aus überkippt gelagertem Morello-Alberese und ebenfalls überkippten Scisti Varicolori aufgebaut wird (Abb. 3). Dieser Geländestreifen wird nun vom Flußbett der Stura durchschnitten und offenbart dort einen stratigraphischen Übergang von Morello-Alberese in die Scisti Varicolori bei weiterhin überkippter Lagerung (s. Abb. 4).
Vom Alberese sind etwa 4 m aufgeschlossen in der vom Poggio Bianco beschriebenen Ausbildung mit weißen Mergelkalken, die hier Bankmächtigkeiten von 6 - 20 cm aufweisen und kaum

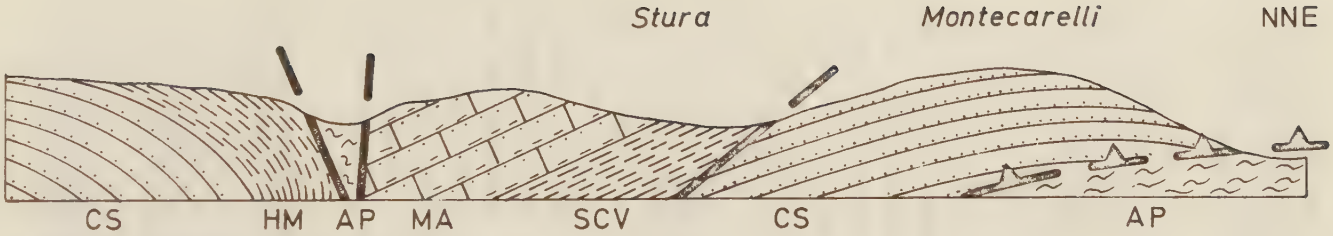


Abb. 3 - Schematisches Profil entlang dem Stura-Tal westlich Montecarelli, nicht maßstäblich

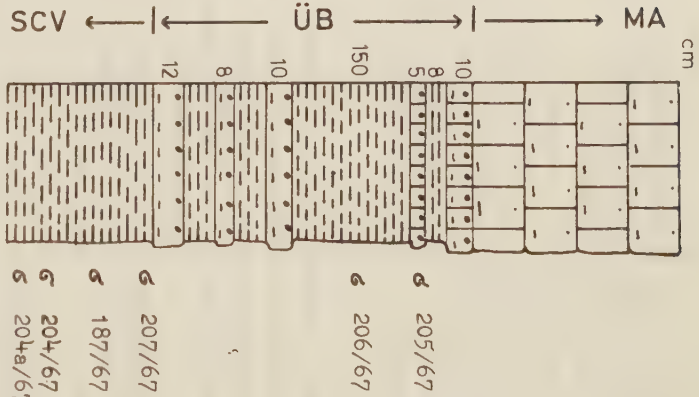


Abb. 4 - Stratigraphischer Übergang von Morello-Alberese in Scisti Varicolori, überkippte Lagerung

AP - Argille von Panna
CS - Cervarola-Sandstein
HM - Hangend-Mergel
MA - Morello-Alberese
SCV - Scisti Varicolori
Ü - Übergangsbereich

Zwischenlagen haben. Der Beginn des Übergangsbereiches in die Scisti Varicolori deutet sich mit einer 10 cm dicken, gradierten und laminierten Sandsteinbank an. Darauf folgen Mergel, in denen ein 5 cm starkes, gradiertes, kalkarenitisches Fossilbänkchen sowie dünne gradierte und laminierte Sandsteinbänke stecken.

Die Mergel nehmen zum Hangenden allmählich den Charakter der Scisti Varicolori an. Diese bestehen hier aus relativ harten, kalkigen Mergeln. Sie sind im m-Bereich gebankt und innerhalb der Bänke zum Teil schichtparallel geblättert. Obwohl Bleichung durch das Flußwasser eingetreten ist, bleibt eine typische rötliche bis bläuliche Färbung sichtbar. Nicht vom Wasser benetzte Aufschlüsse im Stura-Tal zeigen weiße und rotviolette Farben wie die Scisti Varicolori südlich des M.Gazzaro.

Bemerkenswert ist der Fossilreichtum der Mergel, der sich auch auf die in den Mergeln enthaltenen faustgroßen kalkigen Konkretionen erstreckt (vgl. Proben 204 u. 204a/67, Kap. 3.2.2.4.). Die im Übergangsbereich von Morello - Alberese und Scisti Varicolori angetroffene Fauna entspricht der des Alberese. Die Fundpunkte sind in Abb. 4 auf S.34 eingetragen.

Fossilien und Alter:

Schliff 205/67 kalkarenitische Fossilbank, I n t r a m i k r i t bis Foraminiferen - B i o m i k r i t (R.L.FOLG 1962).

In einer mikritischen kalkigen Grundmasse befinden sich neben Karbonatklastika zahlreiche Globigerinen, Akarininen und Truncorotalien.

Alter: A.PAPP (Wien) bestimmte: Truncorotalien vom Typ O - P a l ä o z ä n. (Ilerdien).

Schlämmprobe 206/67:
Globigerina sp., Globorotalia aff.G.aequa CUSHMAN & RENZ, Globorotalia cf.G.convexa SUBBOTINA, Globorotalia cf.G. pentacamerata (SUBBOTINA), Globorotalia aff.G.pseudotopilensis (SUBBOTINA).

Alter: O - P a l ä o z ä n bis U - E o z ä n

Schlämmprobe 207/67:
Globigerina sp., Globorotalia cf.G.aragonensis NUTTAL

Alter: U - E o z ä n bis u n t. M - E o z ä n

Aus den drei oben zitierten und dem beschriebenen Aufschluß in stratigraphischer Reihenfolge entnommenen Proben ergibt sich demnach eine altersmäßige Abfolge, die die stratigraphische Beziehung zwischen Morello-Alberese und Scisti Varicolori unterstreicht. In diesem Sinne können auch die aus den Scisti Varicolori des Stura-Tales (im Hangenden der Proben 205-207/67, vgl. Abb. 4) gezogenen Proben 187/67

(U- bis unt.M-Eozän) sowie 204/67 und 204a/67 (U-Eozän, fragliches höheres Eozän) interpretiert werden (vgl. Kap. 3.2.2.4.).

Der in Abb.4 auf S.34 dargestellte Kontakt von Morello-Alberese und Scisti Varicolori im Stura-Tal läßt sich noch etwa 200 m nach N verfolgen, ist dort aber tektonisiert (Foto 2 auf Tafel 1).

3.2.2.4. Scisti Varicolori

Die Scisti Varicolori bilden, beginnend im Gebiet südlich des Futa-Passes und sich von dort weiter nach SE fortsetzend, die direkte stratigraphische Unterlage des Cervarola-Sandsteins. Damit ergibt sich gegenüber den Cervarola-Basis-Gesteinen weiter im W gelegener Gebiete (G.v.STRUENSEE 1967; H.HEYMANN 1968; K.-J.REUTTER 1966; K.RENTZ 1971) eine Faziesdifferenzierung (vgl.Kap.5.1.). Der fazielle Übergang der westlichen Cervarola-Basis-Gesteine (Modino-Basis-Serie, Modino-Sandstein, Pievelago-Formation) in die Scisti Varicolori und deren (meist nicht sichtbares) Liegendes ist unter dem Cervarola-Sandstein verborgen und muß in dem Gebiet zwischen Passo della Futa und Pistoia angenommen werden, da bei Pistoia das östlichste bisher bekannte Vorkommen von Modino-Sandstein etc. ansteht (G.v.STRUENSEE 1967). Die Mergel vom Poggio Stancalàsino (vgl.Kap.3.2.2.5) können als zwischen Scisti Varicolori und Pievepelago-Mergel (K. RENTZ 1971; u.a.) vermittelndes Sediment betrachtet werden.

Im Untersuchungsgebiet treten die Scisti Varicolori vorzugsweise in schmalen, langgezogenen Streifen auf, und zwar NW-SE-streichend südlich des M.Gazzaro und südlich Montecarelli; SW-NE-streichend zwischen M.Citerna und M.Frassino in etwa 5 km Länge. Außerdem existieren noch einige kleinere Aufschlüsse, z.B. an der SS 65 bei L'Apparita 1 km südlich des Futa-Passes und 1 km südwestlich davon unterhalb La Badia.

Die räumliche Anordnung der Scisti Varicolori ist tektonisch bedingt. Als gut sichtbare bunte Schieferton- und Mergel-Bänder begleiten sie Störungen und Schuppenbahnen im Cervarola-Sandstein und erleichtern dadurch wesentlich die Entschlüsselung des komplizierten Schuppenbaues. Für den

tektonischen Baustil des Cervarola-Sandsteins spielen die Scisti Varicolori zumindest lokal als Abscherungsniveau eine wichtige Rolle (s. TEKTONISCHER TEIL), nach F.BALDACCI et al.(1967) auch regional. Das mag als Erklärung dafür gelten, daß die Unterlage der Scisti Varicolori, abgesehen von dem in Kap. 3.2.2.3. beschriebenen Aufschluß im Stura-Tal, nie exponiert ist.

Aus dem gleichen Grunde kann auch nie die volle Mächtigkeit der Scisti Varicolori angegeben werden. Die maximale Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet liegt bei 100 m. J.GROSS-CURTH (1969) gibt 150 m an, W.FREY (1969) 200 m. Weiter im SE sind aus der Literatur zwischen 100 und 400 m bekannt.

Schon am Ende des vorigen Jahrhunderts wurden die Scisti Varicolori beobachtet und beschrieben (F.SACCO 1894), jedoch damals und in der darauffolgenden Zeit bezüglich ihrer stratigraphischen und tektonischen Stellung unterschiedlich gedeutet. 1941 erkannten dann J.W.BRUEREN und R.SIGNORINI unabhängig voneinander die Scisti Varicolori als stratigraphische Basis des "macigno B" im Sinne SIGNORINI's, der dem Cervarola-Sandstein (R.NARDI & M.TONGIORGI 1962, K.-J. REUTTER & C.W.SAMES 1964) entspricht.

Dieser Befund wird in der neueren italienischen Literatur (G.MERLA 1952; M.NOCCHI 1961; R.MARROCU & C.PIRINI 1961; C.PIRINI & S.MOSNA 1962; R.GHELARDONI 1962; P.FAZZINI 1963, 1964; A.MUCCHI 1964; M.NOCCHI & A.CATINELLI 1965; M.PELLEGRINI 1966; R.GELMINI 1966) sowie in der vorliegenden Arbeit bestätigt.

Die Bezeichnung "Scisti Varicolori" taucht bereits bei P. PRINCIPI (1926) und O.RENZ (1936) auf und ist heute allgemein gebräuchlich. Mitunter wurden jedoch bis in die heutige Zeit Namen verwendet, die den faziellen Korrelaten der Scisti Varicolori in anderen Faziesgebieten vorbehalten sein sollten. Das sind im einzelnen die Scaglia Rossa bzw. "scisti policromi" (G.MERLA 1952) der Toskaniden II (Macigno-Basis), ferner die Umbrische Scaglia aus der Basis der Formazione Marnoso Arenacea. Ein weiteres Äquivalent der Scisti Varicolori ist in der Modino-Basis-Serie zu finden (Fiumalbo-Rotschiefer, K.RENTZ 1971; u.a.).

Sofern in früheren Arbeiten die verschiedenen Flyschsandsteine des Nordapennins noch nicht voneinander unterschieden wurden, galt dies entsprechend auch für deren Liegendsedimente vom Typ der Scisti Varicolori. Die untereinander differierenden stratigraphisch-faziellen Deutungen der Scisti Varicolori sind an das paläogeographische Schema vom Nordapennin des jeweiligen Autors gebunden. P.FAZZINI (1963,1964) beschreibt die Scisti Varicolori als einer "zona di transizione tosco-umbra" zugehörig. Nach der Auffassung von G. MERLA (1952) sind sie lediglich als die östlichsten Aufschlüsse der unter dem toskanischen Macigno A befindlichen

"scisti policromi" zu werten. Nach A.M.MUCCHI (1964,S.348) erscheinen die Scisti Varicolori "in tutta l'area toscana alla base del macigno...".

Im Untersuchungsgebiet wurden bisher nur die Scisti Varicolori-Vorkommen südlich des M.Gazzaro beschrieben (J.W. BRUEREN 1941; A.M.MUCCHI 1964). Die im SW und W davon gelegenen Aufschlüsse wurden von J.W.BRUEREN nicht erkannt. Auf der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, Blatt 98 "Vergato" (1970) werden die Scisti Varicolori z.T. mit den Cervarola-Dachmergeln verwechselt und außerdem altersmäßig falsch eingeordnet.

Die Hauptmasse der Scisti Varicolori besteht aus bunt gefärbten und zerschuppten Schiefertonen. Die hervorstechendste Farbe ist violettrot; daneben werden aber auch grüne, schneeweiße und untergeordnet graue, braune und schwärzliche Farbtöne beobachtet. Anscheinend wegen der schneeweißen Farbe der Scisti Varicolori am M.Gazzaro verwechselte J.W. BRUEREN (1941)dieselben dort mit Tuffen.

Soweit die Scisti Varicolori tektonisch nicht zu stark beansprucht sind, zeigen sie eine gute Schichtung im Bereich von etwa 2 bis 15 cm. Neben den reinen Tonlagen sind dann härtere mergelige Lagen und Siltbänkchen zu beobachten. Besonders im obersten Stura-Lauf südlich La Badia sind auch dünne und feinkörnige, blaugraue, rostbraun anwitternde Kalksandsteinbänkchen eingeschaltet. In der Nähe des Kontaktes zum Cervarola-Sandstein treten feinkörnige laminierte Sandsteine auf.
Bemerkenswert sind der höhere Karbonatgehalt und die größere Härte der Scisti Varicolori südlich des M.Gazzaro und im Stura-Tal unterhalb Montecarelli (vgl.S.33). In diesen zwei sich gleichenden Vorkommen treten auch ausschließlich rote und weiße Farben auf. Da die dort gewonnenen Faunen älter sind als die der übrigen Scisti Varicolori im Untersuchungsgebiet, stellen diese Vorkommen offenbar den stratigraphisch tieferen Anteil der Scisti Varicolori dar, was außerdem auch durch den im Stura-Tal befindlichen Kontakt zum liegenden Morello-Alberese klar ist (vgl.Kap.3.2.2.6.1.).

Fauna und Alter:

Im Übergangsbereich von Morello-Alberese und Scisti Varicolori im Stura-Tal wurde ein Alter zwischen O-Paläozän und unterem M-Eozän nachgewiesen (vgl.Kap.3.2.2.3.).

Zwei Schlämmproben und ein Dünnschliff stammen aus den Scisti Varicolori nicht weit oberhalb des stratigraphischen Überganges Morello-Alberese / Scisti Varicolori:

Probe 187/67:

Globorotalia cf.G.aragonensis NUTTALL
Alter: U - unt. M - E o z ä n

Schliff 204a/67: Foraminiferen - B i o m i k r i t (R.L.FOLK 1962)

In einer mikritischen Grundmasse befinden sich einzelne, aus Quarz, Karbonat, Serpentin, Chlorit und Glimmer bestehende Körner; außerdem zahlreiche Globigerinen, Akarininen und Truncorotalien.

A.v.HILLEBRANDT (Berlin) bestimmte: Globorotalia aragonensis NUTTALL; Akarininen der aspensis- bis soldanoensis-Gruppe; Cuivillierina sp.
Alter: U - E o z ä n

Probe 204/67:

Globigerina sp.; Globorotalia sp.; Globigerapsis sp. (fraglich).
Alter: F r a g l i c h e s h ö h e r e s E o z ä n

Südlich des M.Gazzaro wurden zwei weitere Schlämmproben gezogen:

Probe 214/67:

Globigerapsis sp. (fraglich)
Alter: F r a g l i c h e s h ö h e r e s E o z ä n

Probe 215/67:

Globigerina aff.G.ampliapertura BOLLI; Globigerina cf.G. tripartita KOCH; Globigerina cf.G.venezuelana HEDBERG; Globorotalia centralis CUSHMAN & BERMUDEZ; Globigerapsis sp. (fraglich).
Alter: O - E o z ä n bis U - O l i g o z ä n

Wegen des schlechten Erhaltungszustandes der oben zitierten Faunen sind die in den Proben 204,214 und 215/67 vermuteten Individuen von Globigerapsis nicht eindeutig zu identifizieren und können daher zu keiner sicheren Altersaussage herangezogen werden, insbesondere betreffs des mittleren Eozäns. Aus diesem Grunde kann hier das Vorhandensein einer größeren Schichtlücke nicht ausgeschlossen werden, zumal aus weiten Bereichen des Nordapennins im Eozän Schichtlükken (Winkeldiskordanzen, besondere tektogenetische Aktivitäten) bekannt sind (vgl. TEKTONISCHER TEIL).

Der überwiegende Teil der fündigen Proben enthält eine meist reiche planktonische und benthonische Foraminiferen-Fauna des Oligozäns und möglicherweise des U-Aquitans. Der Fossilinhalt dieser im folgenden mit Fundorten und Altersangabe aufgeführten Proben wird in Form einer summarischen Liste angegeben:

Probe 135/67	östl. M.Citerna	Oligozän
" 140/67	Migneto	U-Oligozän
" 181/67	Migneto	höheres Oligozän
" 241/67	südl. La Badia	Oligozän
" 209/67	" " "	höheres Oligozän
" 212/67 1 km	" Passo della Futa	höheres Oligozän
" 194/67	östl. S.Gavino	O-Oligozän
" 170/67)	La Dogana	O-Oligozän
" 171/67)		
" 152/67	M.Frassino	O-Oligozän
" 151/67	"	U-Oligozän
" 150/67	"	O-Oligozän
" 149/67	" O-Oligozän bis	U-Aquitan
" 208/67	nördl.S.Gavino O-Oligozän "	U-Aquitan

In den obengenannten Proben sind enthalten:

Rhizammina sp.
Bathysiphon sp.
Hyperammina sp.
Ammodiscus cf.A.incertus (D`ORBIGNY)
Glomospira charoides (JONES & PARKER)
Glomospira gordialis (JONES & PARKER)
Haplophragmoides sp.
Ammobaculites sp.
Cyclammina acutidorsata (HANTKEN)
Cyclammina latidorsata (BORNEMANN)
Textularia sp.
Vulvulina jarvisi CUSHMAN
Vulvulina spinosa CUSHMAN
Vulvulina pennatula (BATSCH)
Gaudryina sp.
Dorothia sp.
Karreriella sp.
Karreriella subcylindrica (NUTTALL)
Karreriella chilostoma (REUSS)

Robulus sp.
Nodosaria sp.
Chrysalogonium longicostatum CUSHMAN & JARVIS
Chrysalogonium obliquatum (BATSCH)
Chrysalogonium tenuicostatum CUSHMAN & BERMUDEZ
Saracenaria sp.
Lagena sp.
Dimorphina sp.
Uvigerina sp.
Stilostomella nuttalli CUSHMAN & JARVIS
Stilostomella paucistriata (GALLOWAY & MORREY)
Stilostomella curvatura (CUSHMAN)
Stilostomella subspinosa (CUSHMAN)
Pleurostomella sp.
Nodosarella sp.
Nodosarella subnodosa (GUPPY)

Gyroidina sp.
Gyroidina girardana (REUSS)
Gyroidina girardana (REUSS) var.perampla CUSHMAN
Gyroidina laevigata D`ORBIGNY
Eponides sp.
Eponides abatissae (SELLI)
Eponides haidingeri (BRADY)
Eponides umbonatus (REUSS) var.stellatus (SILVESTRI)
Eponides cf.E.praecinctus (KARRER)
Rotalia sp.
Pullenia sp.

Globigerina tripartita tapuriensis BLOW & BANNER
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina tripartita rohri BOLLI
Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina officinalis SUBBOTINA
Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerina pera (TODD)
Globigerina unicava(BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN)

Globorotalia increbescens (BANDY)
Globorotalia cf.G.opima BOLLI
Globorotalia opima nana BOLLI
Globorotalia obesa BOLLI

Globoquadrina dehiscens praedehiscens BLOW & BANNER
Anomalina pompilioides GALLOWAY & HEMINWAY
Planulina sp.
Planulina wüllerstorfi (SCHWAGER)
Cibicides sp.
Cibicides mexicanus NUTTALL
Cibicides perlucidus NUTTALL
Cibicides pseudoungherianus (CUSHMAN)
Cibicides cushmani NUTTALL
Cibicides cf.C.italicus DI NAPOLI
Cibicides cf.C.refulgens(MONTFORD)

Die mit U-Oligozän angegebenen Proben (140/67, 151/67) konnten durch die Anwesenheit von Globigerina tripartita tapuriensis zeitlich eingeordnet werden. Andere Spezies setzen später ein und erlauben eine Einstufung der betreffenden Proben in das höhere und obere Oligozän. Das Plankton etlicher Proben (z.B.170-171/67) besteht überwiegend bis fast ausschließlich aus Globigerina dissimilis in der für den obersten Bereich ihrer stratigraphischen Verbreitung (U-Aquitan) typischen großwüchsigen Ausbildung mit aufgeblähten Kammern und grob perforierter Schale. Deshalb ist zu vermuten, daß durch die genannten Proben der Bereich der Globigerina dissimilis - Zone (U-Aquitan) erfaßt wurde. Andererseits fehlt das bereits in dieser Zone auftretende Aquitan-Plankton (Globigerinoides, Globoquadrina).

Zwei Proben (149/67 und 208/67) fallen durch ein Phänomen auf, das nur durch Umlagerung erklärt werden kann: Neben der üblicherweise stark umkristallisierten Oligozän-Fauna sind vereinzelte Individuen von Globigerina dissimilis und Globigerina unicava in jüngerem Erhaltungszustand vorhanden. Ihre Schale ist nicht umkristallisiert und hebt sich durch die Rosafärbung von den grünlichen Schalen der üblichen oligozänen Fauna ab. Diese Beobachtung spricht für eine Reichweite bis in das Aquitan und wird von J.GROSS-CURTH (1969,S.74) bestätigt, der in einer Fauna der hier beschriebenen Erhaltung mit einem allochthonen und einem authochthonen Anteil sicheres Aquitan nachweist (Globigerinoides, Globoquadrina etc.).

Im Untersuchungsgebiet konnte in zwei Proben westlich Buttoli eindeutig aquitanes Alter belegt werden:

Schlämmproben 174-175/67:

Globigerina tripartita tapuriensis BLOW & BANNER; Globigerina ampliapertura BOLLI; Globigerina venezuelana HEDBERG; Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY; Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN,PARR & COLLINS).

Alter: Wegen des Fehlens von Globigerina dissimilis bereits h ö h e r e s A q u i t a n.

Ebenfalls aquitanen Alters sind die Scisti Varicolori bei Badia Prataglia südlich des Passo dei Mandrioli

(Arbeitsgebiet W.FREY 1969), wie aus einer dort gezogenen Vergleichsprobe hervorgeht:

Schlämmprobe 99/67:

Globigerina cf.G.ampliapertura BOLLI; Globigerina tripartita tripartita KOCH; Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE; Globigerina praebulloides BLOW; Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS); Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY.

Alter: h ö h e r e s A q u i t a n.

Eine bei Dicomano (Prov.Firenze) genommene Vergleichsprobe (152/67) ergab ober-oligozänes Alter.

Zusammenfassend kann über das Alter der Scisti Varicolori gesagt werden, daß es im Untersuchungsgebiet den relativ großen Zeitraum vom U - E o z ä n bis zum h ö h e r e n A q u i t a n umfaßt, inclusive einer möglichen größeren Schichtlücke im Eozän. Dies erscheint aufgrund der Fazies der Scisti Varicolori trotz ihrer geringen Mächtigkeit nicht ungewöhnlich. Es handelt sich um eine reine Normalsedimentation ohne Turbidit- und Olisthostrom - Einschaltungen, die sich durch ruhige Ablagerungsbedingungen und eine geringe Sedimentationsrate auszeichnet. Zudem ist die gesamte Mächtigkeit vermutlich wesentlich größer als die der einzelnen Vorkommen des Untersuchungsgebietes, aus denen mit Hilfe der Faunen auf die ursprüngliche Abfolge geschlossen werden muß.

Italienische Autoren geben für die Scisti Varicolori meist ein Alter zwischen Eozän und Oligozän an (M.NOCCHI 1961; R.MARROCU & C.PIRINI 1961; C.PIRINI & S.MOSNA 1962; M.NOCCHI & A.CATINELLI 1965). W.FREY (1969) bestätigt nur oligozänes Alter. Nach seiner Auffassung beruhen die Angaben der italienischen Autoren darauf, daß diese zu den Scisti Varicolori auch den älteren "Nummulitico" rechnen. Dagegen beschreibt A.M.MUCCHI (1964) ein Alter von O - Eozän bis Aquitan. Jedoch schließt sie Umlagerungsprozesse völlig aus. Diese sind nach Beobachtung des Verf. aber eindeutig vorhanden. Außer den oben bereits beschriebenen Umlagerungen wird in vielen ober-oligozänen und aquitanen Faunen noch Globigerina tripartita tapuriensis angetroffen, die in

authochthoner Position auf die entsprechende unterste Subzone des Oligozäns beschränkt ist. Da Umlagerungen offenbar nur aus unter-oligozänen in ober-oligozäne und aquitane Sedimente erfolgen und eozäne Anteile in jüngeren Faunen nicht beobachtet werden, erscheint die bloße Vortäuschung eozänen Alters durch Umlagerungsvorgänge ausgeschlossen. Vielmehr müssen bereits vom U-Eozän bzw. unt. M-Eozän ab Scisti Varicolori zur Ablagerung gekommen sein, mit einer möglichen längeren Unterbrechung im höheren Eozän (vgl.S.39).

3.2.2.5. Mergel vom Poggio Stancalásino

Die Benennung erfolgte nach dem typischen Vorkommen am Poggio Stancalásino. Dort ist die von Barberino nach Montepiano führende Straße auf etwa 1,5 km Länge in einen aus harten, siltigen und glimmerigen Mergeln bestehenden Steilhang eingehauen. Das Gestein spaltet infolge der intensiven Klüftung bzw. Schieferung scharfkantig in polyedrische Körper und ist im Anschlag blaugrau bis braunschwarz. Angewittert ist es ockergelb. Die Schichtung ist gut ausgeprägt mit Bankmächtigkeiten zwischen wenigen cm und mehreren m. In der Steilwand südlich der Straße befindet sich ein kleiner Argille - Olisthostrom von nur wenigen m Länge und etwa 1-2 m Mächtigkeit. Außerdem treten in unregelmäßigen Abständen Turbiditbänke wechselnder Mächtigkeit auf. Vermittels mehrerer mächtiger Turbiditbänke gehen die Mergel zum Hangenden in den Cervarola-Sandstein über.

Bereits wenige km westlich der Linie Passo della Futa - Barberino di Mugello befindet sich also an der Basis des Cervarola-Sandsteins ein Sediment, das den Pievepelago-Mergeln (vgl.K.RENTZ 1971; u.a.) lithologisch nähersteht als den Scisti Varicolori. Die Scisti Varicolori müssen nach W einen lateralen Übergang in die Mergel vom Poggio Stancalásino haben. Wie ein Aufschluß nördlich La Dogana zeigt, können die Scisti Varicolori aber auch vertikal in die Mergel vom Poggio Stancalásino übergehen. Dort liegen die obersten 5-10 m der Scisti Varicolori, direkt unter dem Cervarola-Sandstein, in der Ausbildung der Mergel vom

Poggio Stancalásino vor. Sie enthalten sich kreuzende, mit Sandstein ausgefüllte Sedimentgänge von einigen cm Mächtigkeit (Tafel 2, Foto 1), die möglicherweise aus dem hangenden Cervarola-Sandstein herrühren. Nach S.DZULYNSKI & E.K. WALTON (1965,S.159 ff.) werden Sedimentgänge in die noch unverfestigten Sedimente während der Ablagerung der betreffenden Turbidit-Einheit tektonisch injiziert. Ursache dafür können Erdbeben oder "slumping"-Erscheinungen sein.

Die Mergel vom Poggio Stancalásino sind weitgehend fossilleer. Lediglich Probe 157/67 ergab Cyclammina sp. und Chrysalogonium tenuicostatum CUSHMAN & BERMUDEZ. Das Alter liegt bei Oligozän bis Aquitan.

Schätzungsweise beträgt die Mächtigkeit der Mergel am Poggio Stancalásino 120 m. Ob dort zum Liegenden, wie bei La Dogana, ein Übergang in die Scisti Varicolori erfolgt, ist wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht zu entscheiden.

3.2.2.6. Zur stratigraphischen Stellung der tieferen Cervarola - Basis - Serie innerhalb der Modino - Cervarola - Einheit

Die Scisti Varicolori sind erwiesenermaßen die direkte stratigraphische Basis des Cervarola-Sandsteins. Ihre stratigraphische Stellung innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit ist damit eindeutig festgelegt. Da aber die Zugehörigkeit der tieferen Gesteine der in der vorliegenden Arbeit in die Cervarola-Basis gestellten Serie zur Modino-Cervarola-Einheit weniger offenkundig ist, soll deren stratigraphische Position näher erläutert und diskutiert werden.

3.2.2.6.1. Morello - Alberese

Der Morello-Alberese der Typ-Lokalität wurde wegen eines im Untersuchungsgebiet beobachteten stratigraphischen Überganges von echtem Morello-Alberese in Sedimente vom Typ der Scisti Varicolori den Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) zugeordnet (vgl.Kap.3.2.2.3.,S.21). Dagegen könnte eingewendet werden, daß die Sedimente vom Typ Scisti

Varicolori sein müssen. Jedoch stimmen sie lithologisch mit dem tieferen Anteil der Scisti Varicolori am M.Gazzaro (O-Eozän - U-Oligozän) überein. Außerdem enthalten sie u.a. eine schlecht konservierte, zerdrückte Fauna mit nicht sicher identifizierbaren Globigerapsis (Probe 204/67), die in Fossilinhalt, Erhaltungszustand und Schalmaterial bzw. dem Material der Schalausfüllungen der im tieferen Teil der Scisti Varicolori am M.Gazzaro angetroffenen Fauna (Proben 214-215/67) gleicht. Für beide Fundpunkte ergibt sich demnach ein fragliches höheres Eozän. Andererseits kann aufgrund der Faunen in diesem Zeitraum auch eine Schichtlücke nicht ausgeschlossen werden. Reiht man vom Kontakt Morello-Alberese / Scisti Varicolori weg bis in die höchsten Teile der Scisti Varicolori die einzelnen mit Hilfe von Mikrofaunen ermittelten Zeitintervalle aneinander, so erhält man eine zeitliche Abfolge, die sich vom Liegenden zum Hangenden aus den folgenden Intervallen zusammensetzt:

O-Paläozän; O-Paläozän - U-Eozän; U - unt. M-Eozän; fragliches höheres Eozän (evtl. Schichtlücke); O-Eozän - U-Oligozän; höheres Oligozän; O-Oligozän; O-Oligozän - U-Aquitan; höheres Aquitan.

Aus weiter im SE liegenden Gebieten des Nordapennins werden analog der Unterlagerung der Scisti Varicolori durch Morello-Alberese im Arbeitsgebiet ebenfalls kalkige Sedimente unter den Scisti Varicolori erwähnt, die dort aber ausgedehntere Übergangsbereiche zu den Scisti Varicolori aufweisen, als dies südlich des Futa-Passes der Fall ist. R.GHELARDONI (1962) und C.PIRINI & S.MOSNA (1962) beschreiben östlich und südlich des Lago Trasimeno unter dem "macigno" (entspricht dem Cervarola-Sandstein) folgende Serie:

"Calcari nummulitici" (entsprechen dem Morello-Alberese) eozänen Alters, die möglicherweise bis in die Oberkreide hinabreichen, gehen im Hangenden über in eine "alternanza calcareo marnosa varicolore", die ihrerseits in "argille e marne varicolori" ("scisti varicolori", "scisti policromi", "scisti variegati") übergeht. Diese drei Sedimenttypen können sich auch lateral vertreten, besonders in südlicher

Richtung gemäß einer Verflachung des Sedimentbeckens (vgl. R.GHELARDONI 1962,S.527,Fig.1). Der tektonische Bau ist dort durch überkippte Sättel und Mulden gekennzeichnet, die nicht im Niveau der Scisti Varicolori abgeschert sind. Vielmehr ist der "nummulitico" in die Sättel- und Muldenkerne mit einbezogen. Aus diesem Grunde könnte hier das Liegende der Scisti Varicolori in größerem Umfang erhalten sein.

M.NOCCHI (1961) kommt in der Gegend von Perugia zu ähnlichen Ergebnissen.Sie korreliert verschiedene Säulenprofile miteinander, die "scisti policromi" (entsprechen den Scisti Varicolori) und "macigno" (entspricht dem Cervarola-Sandstein) einerseits, andererseits "nummulitico" (entspricht dem Morello-Alberese) und "macigno" umfassen. Dabei soll der höhere Teil des "nummulitico", der aus einer Wechsellagerung vom Typ "calcareo marnosa varicolore" im Sinne R.GHELARDONI's besteht, den "scisti policromi" entsprechen.

Ein Profil aus dem oberen Arno-Tal bei Prato Vecchio (H.BUSCHNER, Manuskript) zeigt eine den oben geschilderten Verhältnissen entsprechende geologische Situation (Abb.5): Unter Cervarola-Sandstein und Scisti Varicolori stehen mit gleichem Einfallen und gleichsinniger (nicht überkippter) Lagerung paläozäne bis eozäne Kalke vom Typ Morello an. Allerdings ist ein Kontakt oder ein Übergangsbereich zwischen Kalken und Scisti Varicolori nicht sichtbar erhalten. Eine fazielle Besonderheit ist darin zu sehen, daß die an der beschriebenen Stelle nur etwa 20 m mächtigen Kalke zum Liegenden in eine 400 m Mächtigkeit erreichende Folge dickbankiger, grobkörniger und wenig verfestigter Sandsteine übergehen.

Die besonderen Lagerungsverhältnisse der Modino-Cervarola-Einheit und insbesondere des Morello-Komplexes am M.Morello und den westlich davon befindlichen Monti della Calvana (Prov.Firenze) können nach Auffassung des Verf. im Sinne einer Zugehörigkeit des Morello-Komplexes zur Cervarola-Basis-Serie interpretiert werden. Nach Begehungen in diesem

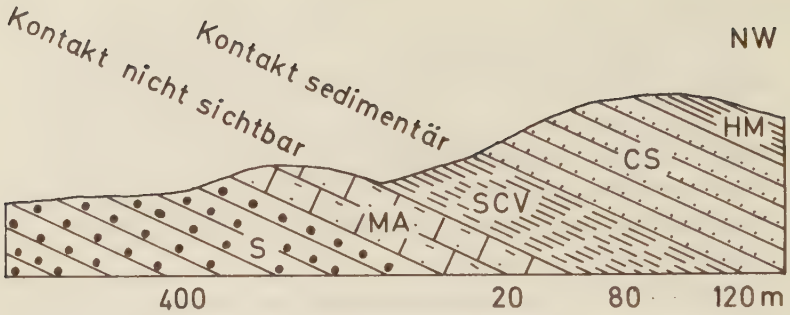


Abb. 5 - Lagerungsverhältnisse im Arno-Tal bei Pratovecchio, Prov. Arezzo (H.BUSCHNER, unveröff. Material)

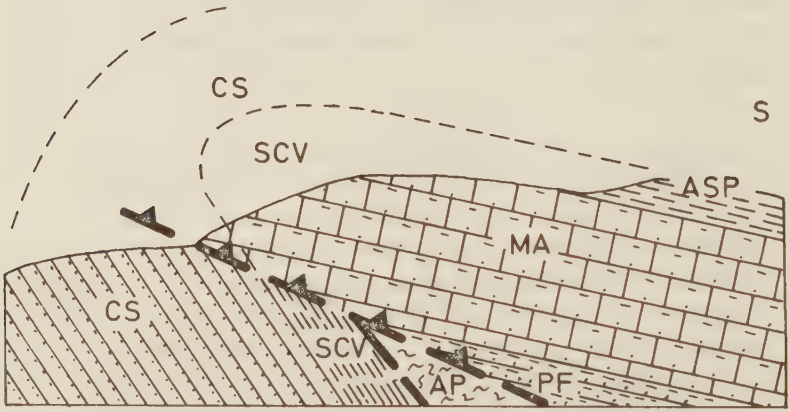


Abb. 6 - Lagerungsverhältnisse auf der Westseite der Monti della Calvana nahe Vaiano. Interpretation als zerscherte Sattelstruktur

AP - Argille von Panna; ASP - Argilloscisti di Pescina; CS - Cervarola-Sandstein; HM - Hangend-Mergel; MA - Morello-Alberese; PF - Pietraforte; S - Sandstein bei Pratovecchio; SCV - Scisti Varicolori.

Gebiet wurde ein grob-schematisches Profil durch den östlich und nordöstlich Vaiano gelegenen Bereich der Monti della Calvana angefertigt (Abb.6). Danach liegen der Cervarola-Sandstein und seine Basis (Scisti Varicolori) dort überkippt (Auf der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, Blatt 106 "Firenze", sind die Scisti Varicolori nordöstlich Vaiano, die dort ihre typische rote Farbe vermissen lassen, als "Marne di S.Polo" und "Formazione di Londa" - letztere entspricht weitgehend dem Cervarola-Dach - eingetragen). Darüber ist der Morello-Komplex überschoben, der vom Liegenden zum Hangenden aus Argille mit Palombino (nach G.SESTINI 1959: "alloctono argilloso e caotico", nach Verf. der vorliegenden Arbeit: "Argille von Panna"), Pietraforte und Morello-Alberese besteht (vgl.Kap.3.2.2.3.,S.30 ff).

Der Verf. interpretiert nun die in Abb. 6 dargestellte Struktur als ehemals nordostvergenten überkippten Sattel, dessen hangender Faltenschenkel im Bereich der Achsenfläche abgeschert ist und den liegenden Faltenschenkel überschoben hat. Demnach hätte sich der Morello-Komplex ursprünglich im Liegenden der Scisti Varicolori und des Cervarola-Sandsteins befunden. Die "Argilloscisti di Pescina" von V.BORTOLOTTI (1964) im Dach des Alberese am M.Morello müßten dann eine fazielle Vertretung der Scisti Varicolori sein.

Während der dem Morello-Komplex entsprechende "nummulitico" in der Umgebung des Lago di Trasimeno nur 250 bis 300 m mächtig ist (R.GHELARDONI 1962) und daher in die Faltung mit einbezogen werden konnte, erreicht allein der Morello-Alberese nördlich Florenz 700 bis 800 m (G.SESTINI 1959; V.BORTOLOTTI 1962,1964). Dazu kommt noch die Pietraforte mit ursprünglich wohl ebenfalls erheblicher Mächtigkeit. Aus der großen Mächtigkeit und den Materialunterschieden der einzelnen Schichtglieder versteht sich, daß nicht die gesamte Schichtfolge einheitlich in Sättel und Mulden gefaltet werden konnte, sondern zerscheren und verschuppen mußte (vgl. M.RICHTER 1941, "Gesetz der Stauchfaltengröße").

Der Cervarola-Sandstein und die Scisti Varicolori des hangenden Faltenschenkels können entweder erodiert oder

nach N vorgeglitten sein. Betreffs des tektonischen Mechanismus der oben beschriebenen Struktur besteht eine gewisse Parallele zum Fenster von Bobbio (K.-J.REUTTER & H.U. SCHLÜTER 1968); jedoch handelt es sich dort um den primären, aufgebogenen SW-Rand des Sedimentationsbeckens der Modino-Cervarola-Einheit. Von den Monti della Calvana ist der SW-Rand der Modino-Cervarola-Einheit dagegen noch etwa 30 km entfernt.

Zusammenfassend ergibt sich für die stratigraphische Stellung des Morello-Komplexes eine als gesichert erscheinende Zugehörigkeit zur Modino-Cervarola-Einheit, die im Untersuchungsgebiet durch einen sichtbaren stratigraphischen Kontakt von Morello-Alberese und Scisti Varicolori sowie durch eine gut rekonstruierbare lithologische und faunistische Abfolge innerhalb der Scisti Varicolori von diesem Kontakt weg zum Hangenden belegt ist. Resultate anderer Autoren (z.B. R.GHELARDONI 1962) aus südöstlichen Bereichen der Modino-Cervarola-Einheit sowie eigene Beobachtungen des Verf. bei Begehungen in Gegenden außerhalb des Untersuchungsgebietes scheinen dieses Ergebnis zu bestätigen.

Ein gewichtiges Gegenargument wird allerdings von K.-J. REUTTER (1966,1968,S.197) geäußert. Da der Morello-Pietraforte-Komplex südlich Florenz tektonisch zwischen Kalk-Ton-Serie (Liguriden I) und Orocco-Caio-Alberese (Liguriden II) eingeschaltet ist, die Kalk-Ton-Serie ihrerseits die Toskaniden II (Macigno) direkt überlagert, soll er dort als Zwischeneinheit zwischen Liguriden I und II fungieren (vgl.Kap.3.2.2.3.). Nach Meinung des Verf. ist dieser Schluß jedoch nicht zwingend. Im NW des Nordapennins (H.F. HEYMANN 1968) ist die Modino-Cervarola-Einheit nämlich tektonisch von NE her auf Macigno, im SE des Nordapennins dagegen von SW her auf die Umbro-Markiden überschoben bzw. unterschieben diese beiden Faziesbereiche die Modino-Cervarola-Einheit (siehe K.-J.REUTTER 1966,1968,S.203,218,215). Auf diese Weise ließe sich auch die allochthone Überlagerung des Macigno (Toskaniden II) durch Gesteine der Modino-Cervarola-Einheit (Pietraforte-Morello-Komplex) südlich Florenz erklären.

Der Macigno wurde jedoch nicht nur aus nördlicher Richtung von den Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) randlich überschoben, sondern aus südlicher Richtung auch von den Liguriden. Als erste allochthone Einheit erreichen die Liguriden I (Kalk-Ton-Einheit) noch während der Ablagerung des Macigno das Gebiet der Toskaniden II mit Olisthostrom-Vorläufern im höchsten Teil der Macigno-Sedimentation (K.-J.REUTTER 1968,S.201). Der Pietraforte-Morello-Komplex dieses Gebietes könnte daher auch aus nordöstlicher Richtung nach Ankunft der Liguriden I (aus südlicher Richtung) auf Macigno und Kalk-Ton-Serie überschoben worden sein. Zu einem späteren Zeitpunkt wäre dann noch der Orocco-Caio-Alberese (Liguriden II) aus der Thyrrhenis herantransportiert und über dem Pietraforte-Morello-Komplex deponiert worden.

Trotz seiner tektonischen Position zwischen Liguriden I und Liguriden II müßte dieser Pietraforte-Morello-Komplex also nicht unbedingt den Liguriden angehören, wie von der Mehrheit der italienischen und deutschen Autoren angenommen wird.

Andererseits hält der Verf. es auch für möglich, daß der südlich Florenz befindliche Pietraforte-Morello-Komplex im Gegensatz zu dem (in der vorliegenden Arbeit als emilianisch angesehenen) Pietraforte-Morello-Komplex der Typ-Lokalität ligurisch ist (Kalk-Ton-Einheit nach K.-J.REUTTER 1966). Demnach wären die Emilianiden I und die Liguriden I in dem zur Debatte stehenden Zeitraum durch eine recht ähnliche Fazies-Entwicklung gekennzeichnet. Man sollte in diesem Falle die ligurischen Alberese "Groppo - Vescovo - Kalk" (K.-J.REUTTER 1966) nennen und die Bezeichnung "Morello-Alberese" den entsprechenden emilianischen Gesteinen vorbehalten.

3.2.2.6.2. Argille von Panna mit Ophiolith, Radiolarit und Majolica

Aus diesen heute überwiegend chaotisch angeordneten Gesteinen läßt sich mühelos eine ehemalige Schichtfolge rekonstruieren. Ophiolith, Radiolarit und Majolica sind durch Kontakte miteinander verbunden, die Argille von Panna

können aufgrund von lithologischen und faunistischen Beobachtungen (siehe Kap.3.2.2.2.) im Hangenden angeschlossen werden.

Problematisch erscheint jedoch der Versuch, diese Schichtfolge in die Cervarola-Basis-Serie zu stellen.

Die Argille von Panna befinden sich mit ihren Olistholithen südlich des Futa-Passes zwischen S.Lucia und Panna ohne sichtbaren Kontakt räumlich unter dem Cervarola-Sandstein und den Scisti Varicolori. Diese Position läßt theoretisch mehrere Deutungen über ihre Herkunft zu:

1) Rein tektonische Platznahme als Gleitmasse beliebiger Herkunft (Liguriden, Emilianiden), die später in den intensiven Schuppenbau der Modino-Cervarola-Einheit einbezogen wurde.
Für eine Erklärung als ligurisches Allochthon spricht das mit den Sedimenten vom Typ der Argille von Panna gemeinsame Vorkommen allochthoner ligurischer Serien südlich des Untersuchungsgebietes, z.B. Kalk-Ton-Serie (K.-J.REUTTER 1966,1968) und die Arenaria del M.Senario (A.VALDUGA 1957), die von K.-J.REUTTER (1968,S.191) mit dem Petrignacola-Sandstein der Liguriden I parallelisiert wurde. Wegen der Nähe der allochthonen Emilianiden II (Cantiere-Monghidoro-Einheit) erscheint auch ein Herangleiten aus nördlicher Richtung möglich. Lithologische Ähnlichkeiten sowohl zu den Liguriden III (Ophiolith-Einheit) und Liguriden IIIa (Antola-Einheit entsprechend K.-J.REUTTER 1968) als auch zu den Emilianiden II (zu diesen rechnet P.GENTZ,1970, die Ophiolithe, Radiolarite und Majolica nördlich des Futa-Passes) sind durch das Vorhandensein von Ophiolith, Radiolarit und Majolica gegeben. Jedoch fehlen in den Argille von Panna Buntschiefer- und Ostia-Sandstein, die für Sedimente der Liguriden und der höheren Emilianiden typisch sind.
2) Resedimentäre Ablagerung in Form emilianischer oder ligurischer Olisthostrome. Hierfür gelten die unter 1) aufgeführten lithologischen Vergleiche. Die höheren Bereiche der Argille von Panna erwecken den Eindruck olisthostromatischer Entstehung.
3) Normalsedimentäre Entstehung als Cervarola-Basis-Argille, die durch Abgleiten von einer nahen submarinen Schwelle teilweise in Olisthostrome umgewandelt wurden.

Später (Kap.5.3.) wird noch auf die Gründe für die Annahme einer submarinen Schwelle im Gebiet südlich des Futa-Passes hingewiesen, die in nordwestlicher Richtung Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) und Emilianiden II (Cantiere-Monghidoro-Einheit), in südöstlicher Richtung Emilianiden I und Umbro-Markiden voneinander getrennt haben muß. Zudem ist in der Gegend des Futa-Passes eine erhebliche

Mächtigkeitsreduzierung der Modino-Cervarola-Einheit zu beobachten. Allein die Mächtigkeit des Cervarola-Sandsteins ist von 2 000 m im W des Untersuchungsgebietes auf 200 m verringert. Die Mächtigkeit der gesamten Modino-Cervarola-Einheit beträgt im W zwischen 5 000 und 7 000 m, wenn man für die im W des Untersuchungsgebietes nicht aufgeschlossenen Cervarola-Basis-Serien die Mächtigkeitsangaben von K.RENTZ (1971) u.a. berücksichtigen würde. In der Gegend des Futa-Passes sind maximal nur 1 500 m vorhanden. Dazu kämen noch etwa 1 000 m für den Pietraforte-Morello-Komplex, der Mti. della Calvana und des M.Morello-Gebietes, sofern man diese Gesteine zur Cervarola-Basis-Serie rechnet (siehe Kap.3.2.2.6.1.). Die starken Mächtigkeitsreduzierungen in Verbindung mit einer intensiven Verschuppungs- und Abscherungstektonik (siehe TEKTONISCHER TEIL) lassen das Gebiet südlich des Futa-Passes prädestiniert erscheinen für die Exponierung tieferer Serien der Modino-Cervarola-Einheit, die sonst nirgends sichtbar werden bzw. nicht als Cervarola-Basis-Gesteine erkennbar oder erkannt worden sind.

Zeitlich bereitet der Anschluß des Komplexes Ophiolith-Radiolarit-Majolica-Argille von Panna an die höheren Serien der Modino-Cervarola-Einheit keine Schwierigkeiten. Diese Gesteine nehmen einen Zeitraum vom Tithon bis Cenoman ein (siehe S.23 ff). Für die höhere Kreide kommen die Pietraforte infrage, die im Untersuchungsgebiet allerdings nicht vorhanden sind. Im Paläozän setzt dann der Morello-Alberese ein. Auf diesen folgen die jüngeren Serien (Scisti Varicolori, Cervarola-Sandstein etc.).

Ein weiterer Hinweis auf die Zugehörigkeit dieses Komplexes zur Modino-Cervarola-Einheit ist darin zu sehen, daß in der für die Gegend von Pievepelago typischen Ausbildung der Cervarola-Basis-Serie (G.v.STRUENSEE 1967;H.HEYMANN 1968; K.-J.REUTTER 1966,1968;K.RENTZ 1971) in dem zur Debatte stehenden Zeitraum ebenfalls Sedimente vom Typ der Argille von Panna vorhanden sind (Modino-Argille). Deren Alter wird mit Neokom bis Alb (K.RENTZ 1971) und Cenoman bis M-Eozän (H.HEYMANN 1968) angegeben (vgl.Kap.3.2,2.2.).

Schließlich treten die Argille von Panna sowohl im Untersuchungsgebiet als auch in dessen Umgebung (J.GROSSCURTH 1969) häufig in Begleitung von Morello-Alberese auf, der in der vorliegenden Arbeit gleichfalls in die Cervarola-Basis-Serie gestellt wird (Kap.3.2.2.3.).

Aus den genannten Gründen neigt der Verf. zur Annahme der unter Punkt 3) aufgeführten Möglichkeit der Entstehung der Argille von Panna und der darin befindlichen Gesteinsmassen als ursprünglich normalsedimentäre Cervarola-Basis-Gesteine, die wegen des olisthostromatischen Charakters teilweise zu Schlammströmen und Gleitmassen aufgelöst und über kürzere Entfernungen transportiert worden sein können.

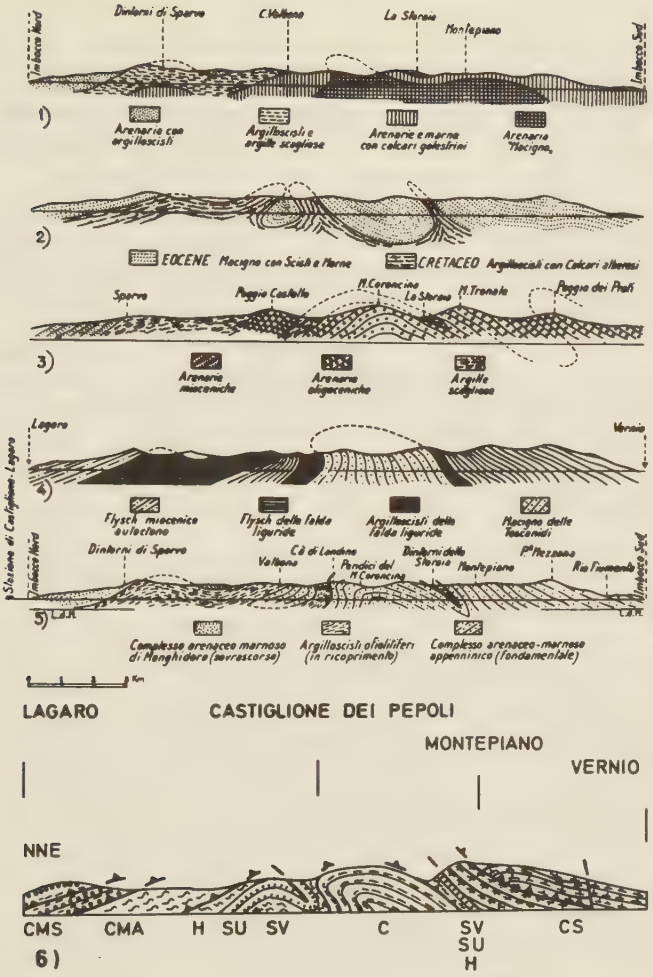
Die Deutung der hier diskutierten Gesteinsabfolge (Ophiolith-Radiolarit-Majolica-Komplex, Argille von Panna und Morello-Alberese) als Cervarola-Basis-Serie erscheint noch insofern sinnvoll, als sie in Lithologie, Fazies, Alter und Tektonik voll und ganz der Modino-Basis-Serie westlicherer Gebiete entspricht (K.-J.REUTTER 1966,1968;K.RENTZ 1971). Die Modino-Basis-Serie enthält der Cervarola-Basis-Serie äquivalente Schichtglieder, die den gleichen Zeitraum (Neokom-Eozän) umfassen und ebenfalls eine zerscherte ehemalige Abfolge darstellen (Kap.5.1.). Da der Modino-Sandstein nach E verschwindet (auskeilt), kann die Cervarola-Basis-Serie im Arbeitsgebiet als direkte östliche Fortsetzung der Modino-Basis-Serie angesehen werden.

3.2.3. Cervarola-Sandstein

3.2.3.1. Literaturübersicht

Von den übrigen Flysch-Sandstein-Folgen des Nordapennins trennen erstmalig R.NARDI & M.TONGIORGI (1962) die "Arenaria del M.Cervarola" ab.

Seit dem Ende des vergangenen Jahrhunderts war für die Sandstein-Serien des Nordapennins die Sammelbezeichnung "Macigno" (u.a.F.SACCO 1891) gebräuchlich, ein Begriff, der heute nur der toskanischen Fazies (Macigno der Toskaniden II) zugeordnet werden sollte (K.-J.REUTTER &



Modino-Cervarola-Einheit: CS Cervarola-Sandstein; H Hangend-Olisthostrom;
SU Suviana-Serie; SV Sestola-Vidiciatico-Serie.
Umbro-Romagnolisch - Emilianische Zwischeneinheit: C Castiglione-Sandstein.
Cantiere-Monghidoro-Einheit: CMA Cantiere-Monghidoro-Argille;
CMS Cantiere-Monghidoro-Serie.

Abb. 7 Unterschiedliche Interpretationen eines geologischen Profils entlang der Eisenbahnstrecke Bologna - Florenz zwischen Lagaro und Vernio ("galleria transappenninica"). Zusammenstellung der Profile 1 - 5 entnommen aus R.SIGNORINI 1938.

1) L.MADDALENA 1929
2) F.SACCO 1934
3) P.PRINCIPI 1930
4) T.LIPPARINI 1936
5) R.SIGNORINI 1938
6) C.HEMMER 1971

C.W.SAMES 1962;u.a.).

Der Bau der Eisenbahnstrecke Bologna - Florenz gab dann in den dreißiger Jahren dieses Jahrhunderts Anlaß zu ersten Gliederungsversuchen. In Abb. 7 werden 5 unterschiedliche Interpretationen des geologischen Profils entlang des 18,5 km langen Eisenbahntunnels zwischen Lagaro und Vernio einem schematischen, vom Verf. angefertigten Profil gegenübergestellt. Bezüglich eines Gliederungsversuches der verschiedenen Sandsteinserien nach lithologischen Gesichtspunkten ist das Profil 1 von L.MADDALENA (1933) hervorzuheben, das einen unteren Bereich mit Sandsteinen vom Typ "Macigno" ausweist und einen höheren, mehr kalkig-mergeligen Teil. Profil 2 (F.SACCO 1934) zeigt gar keine Gliederung der Sandsteinserien. In den Profilen 3-5 wird nach den damaligen zeitlichen, tektonischen und genetischen Vorstellungen verfahren. In Profil 6 (Verf.) sind die Sandsteinserien entsprechend der jetzigen Kenntnis von der Geologie des Nordapennins unterschieden.

Das regionale Schema von R.SIGNORINI (1936,1945) hat im Prinzip heute noch Gültigkeit und beinhaltet 3 große Flyschsandstein-Formationen. SIGNORINI's oligozänem, authochthonem Macigno A entspricht demnach der Hauptkamm-Macigno der Toskaniden II, während sein parauthochthoner, tektonisch stark beanspruchter Macigno B aquitanen Alters dem Cervarola-Sandstein gleichzusetzen ist. Dessen Entstehung wird noch weitgehend tektonisch gedeutet, ohne daß ein gesonderter Ablagerungsraum erforderlich gemacht würde. Der miozäne Macigno C schließlich entspräche der Formazione Marnoso-Arenacea des Umbro-Markischen Faziesbereiches.

Basierend auf diesem Modell, nehmen verschiedene Autoren die Abgrenzung des toskanischen Macigno von der umbrischen Formazione Marnoso-Arenacea in Angriff, jedoch unter Vernachlässigung des "Macigno B" (Cervarola-Sandstein) und unter der Voraussetzung der Existenz nur zweier Ablagerungsräume (Toskaniden und Umbro-Markiden). L.DAINELLI trennt 1951 die nördlichen Teile des Cervarola-Sandsteins als Formazione Marnoso-Arenacea ab, während er dessen südliche Teile zum toskanischen Macigno schlägt. G.MERLA (1957)

stellt den gesamten Cervarola-Sandstein zur Formazione Marnoso-Arenacea, R.GHELARDONI,L.LUCCHETTI,M.PIERI & C. PIRINI (1962) dagegen belassen ihn beim Macigno, desgleichen E.AMADESI (1964,1967).

Andere Autoren gehen das Problem der Unterscheidung von Macigno und Formazione Marnoso-Arenacea mit sedimentpetrographischen Methoden an. Nach einer Reihe von Veröffentlichungen, die sich mit dem Schwermineralgehalt der betreffenden Serien befassen (G.GANDOLFI & P.GAZZI 1961,1962,1963; G.GANDOLFI 1963), stellt P.GAZZI (1965,S.114) schließlich fest: "...the heavy mineral zones are of stratigraphic value in a single geologic series only; different series are not comparable.". Schwermineralien haben sich zur Unterscheidung verschiedener Serien bisher also nicht als brauchbar erwiesen.

C.CIPRIANI & P.MALESANI (1963) versuchen mit Hilfe des Dolomitgehaltes zu gliedern und gelangen zwischen Macigno (Zone I) und Formazione Marnoso-Arenacea (Zone III) zu einer vermittelnden Zone II (Mugello), wobei der Dolomitgehalt von Zone I in Richtung auf Zone III zunehmen soll. Aufgrund der fragwürdigen Arbeitsmethodik (vgl. dazu auch W.FREY 1969,S.24) und der Diskrepanz zwischen der angenommenen Verbreitung der Zonen I-III und der gegebenen Abgrenzung tatsächlich vorhandener Serien können diese Ergebnisse nicht akzeptiert werden.

R.NARDI & M.TONGIORGI (1962) und R.NARDI (1965) gliedern die bisherige Flyschsandstein-Sammelserie ("Macigno") in 3 verschiedene Flyschsandsteine, nämlich, vom Liegenden zum Hangenden, in Macigno, Modino-Sandstein und Cervarola-Sandstein. Diese sollen in ein und demselben (toskanischen) Sedimentationstrog übereinander zur Ablagerung gekommen sein und lediglich durch Olisthostrom-Einschübe voneinander getrennt werden (vgl.S.14,15).

1967 werden dann von F.BALDACCI et al. innerhalb des Toskanischen Ablagerungsraumes eine interne (südwestliche) und eine externe (nordöstliche) Zone postuliert, die durch eine Schwelle (Zone von Massa) voneinander getrennt gewesen sein

sollen. Der Cervarola-Sandstein s.l. wird nun der externen Zone zugeordnet und soll eine Übergangsformation zwischen der internen Zone (Macigno und Modino-Sandstein) und der im NE vorgelagerten umbro-romagnolischen Formazione Marnoso-Arenacea darstellen (S.15).

K.-J.REUTTER (1966,1968) sieht die paläogeographische Anordnung der verschiedenen Flyschsandsteine des Nordapennins unter dem Gesichtspunkt eines Emilianischen Außentroges, der dem Toskanischen Macigno-Trog im NE vorgelagert ist und u.a. Modino-Sandstein und Cervarola-Sandstein enthält. Die Gründe dafür stellt er auf S.201 (1968) zusammen. Von diesen Argumenten scheint dem Verf. das zeitliche Nebeneinander von Macigno-Sedimentation (höheres Oligozän bis U-Miozän) einerseits und Modino-Cervarola-Sandstein-Sedimentation (Oligozän bis U-Miozän) andererseits am überzeugendsten für das Schema von K.-J.REUTTER zu sprechen.

Die Benutzung dieses Schemas als Arbeitshypothese für die vorliegende Arbeit scheint gerechtfertigt.

3.2.3.2. Verbreitung, Gliederung und Mächtigkeit

Der Cervarola-Sandstein stellt neben dem Macigno-Hauptkamm das gewaltigste Strukturelement des Nordapennins dar und hat eine Längserstreckung von über 330 km (R.NARDI 1965). Seine Verbreitung reicht vom Lago di Bolsena im SE bis in die Gegend von Bobbio (Prov.Piacenza). Im SE ist er mit dem M.Falterona-Sandstein synonym (E.GIANNINI & M.TONGIORGI 1962; W.FREY 1969). In den isolierten nordwestlichen Vorkommen ist er unter den Namen "Sandstein von Pracchiola" (G.ZANZUCCHI 1963) und "Sandstein von Bobbio" (H.U.SCHLÜTER 1968) bekannt.

Der Cervarola-Sandstein ist im Untersuchungsgebiet südlich der Linie Lago di Suviana - Lago del Brasimone - Passo della Futa anzutreffen, mit Ausnahme eines größeren Areals südlich des Futa-Passes, in dem die Cervarola-Basis-Serien anstehen (Kap.3.2.2.).

Im allgemeinen scheint der Cervarola-Sandstein undifferenziert zu sein. Dagegen unterscheidet H.F.HEYMANN (1968) im

Gebiet des Cornu alle Scale einen unteren Sandstein Typ A und einen oberen Sandstein Typ B. Zwischen Reno-Tal und oberem Setta-Tal läßt sich noch ein mittlerer, konglomeratführender Teil abtrennen (C.HEMMER 1966; G.v.STRUENSEE 1967).

Östlich des Setta-Tales sind die Konglomerate nicht mehr vorhanden. Eine Differenzierung des Cervarola-Sandsteins ist dort nicht gegeben. Jedoch sind dort wie westlich des Setta-Tales im Hangenden des Sandsteins Mergel zu beobachten.

Die Gliederung des Cervarola-Sandsteins im Untersuchungsgebiet ergibt sich wie folgt:

6.)	Dachmergel	20 - 50 m
5.)	oberer Sandstein	1300 m
4.)	Sandsteine und Konglomerate	200 m
3.)	unterer Sandstein, aufgeschlossen	200 - 350 m
2.)	Undifferenzierter Sandstein, Typ Mugello Süd	etwa 200 m
1.)	Undifferenzierter Sandstein, Typ Futa	minimal 200 m

Südlich des Futa-Passes ist die Mächtigkeit des Cervarola-Sandsteins auf 200 m reduziert. Dagegen muß im Gebiet des M.Calvi eine Mächtigkeit von etwa 2 000 m angenommen werden, wenn man die obigen Mächtigkeitsangaben der einzelnen Schichtglieder addiert und dazu berücksichtigt, daß der Eisenbahntunnel zwischen Lagaro und Vernio in einem Niveau zwischen 258 m und 318 m über NN (vgl.M.Calvi 1283 m) immer noch Cervarola-Sandstein durchteuft.

3.2.3.3. Undifferenzierter Sandstein - Typ Futa

Diese Ausbildung des Cervarola-Sandsteins ist südlich des Futa-Passes (Poggio della Mandria, M.Gazzaro) anzutreffen und erstreckt sich nach E in das Arbeitsgebiet von J.GROSS-CURTH hinein, nach W bis zum Setta- bzw. Bisenzio-Tal.

Da in der Umgebung des Futa-Passes noch der Castiglione-Sandstein (Kap.3.4.) bzw. Castel-Guerrino-Sandstein und der Sandstein der Monghidoro-Platte (Kap.4.6.) anstehen,

ist die Bezeichnung "Typ Futa" unbefriedigend; jedoch stand kein geeigneterer Name zur Verfügung.

Am Poggio della Mandria sind sowohl die Basis (Scisti Varicolori) als auch die Dachmergel aufgeschlossen, zwischen denen sich der Sandstein mit einer primären Mächtigkeit von etwa 200 m befindet. Nach E nimmt die Mächtigkeit auf 400-500 m zu (J.GROSSCURTH 1971), ebenso scheint sie nach W anzusteigen.

Am Poggio della Mandria setzt die Sedimentation des Cervarola-Sandsteins über den Scisti Varicolori mit einer mächtigen Grauwackenbank abrupt ein. Die aus siltigen Mergeln und Tonen bestehenden Zwischenlagen treten mit Beträgen von einigen cm bis zu einigen dm gegenüber den 1-3 m mächtigen Grauwackenbänken zurück. Südlich des M.Gazzaro werden die Grauwackenbänke noch dicker. Hier wurde eine 10-15 m mächtige Bank beobachtet.

Nördlich Marcoiano ist der Übergang von den Scisti Varicolori in den Cervarola-Sandstein nicht so unvermittelt und erfolgt durch Einschaltung von Lamininiten, die nach oben allmählich gröber und mächtiger werden und dann Turbidit-Charakter annehmen.

Die Grauwackenbänke sind recht grobkörnig und werden, trotz gut ausgeprägter Gradierung mit Korngrößen von einigen mm an der Basis, im oberen Teil der Bänke nicht sehr feinkörnig. Neben der Gradierung und der (nicht sehr ausgeprägten) Lamination im oberen Teil der Bänke treten als weitere Flyschmerkmale gut entwickelte Strömungsmarken (flute casts, groove casts) sowie fossile Lebensspuren an den Bankunterseiten auf. Die genannten Merkmale weisen auf eine Entstehung der Grauwackenbänke durch Turbidity Currents hin (P.H. KUENEN & C.MIGLIORINI 1950).

2 km südlich des Poggio della Mandria ist in den Sandstein eine 2 m mächtige Ophiolithschutt-Bank eingeschaltet.

Im Anschlag zeigen frische, unverwitterte Partien der Turbiditbänke blaugraue Farben, während im verwitterten Zustand ockergelbe bis braune Farbtöne vorherrschen. Der Dünnschliffbefund weist die Turbiditbänke als Subgrauwacken

aus (F.G.PETTIJOHN 1957).

Schliff 133a/67 Turbiditbank am Poggio della Mandria, S u b g r a u w a c k e (F.G.PETTIJOHN 1957)

Mineralbestand: Vorwiegend große, eckige Quarze; saure Plagioklase, daneben saussuritisierte Plagioklase (z.T. mit Verdrängung durch Karbonat); frische Kalifeldspäte, Mikroklin, Perthit; Muskowit, etwas Biotit; Karbonatkörner; Granat, Apatit, Titanit, opakes Erz; Chlorit (z.T. Pennin).

Gesteinstrümmer: Granit, Gneis, Glimmerschiefer, feinkörnige granulitähnliche Gesteine, Quarzit, Marmor (Karbonatklastika mit Pflastergefüge), 1 Vulkanit-Brocken.

Matrix: Überwiegend karbonatisches Zement, etwas Detritus.

Der Mineralbestand sowie die enthaltenen Gesteinsfragmente lassen in bezug auf das Liefergebiet erkennen, daß dort Grundgebirge abgetragen worden sein muß. Die Strömungsmarken zeigen häufig einen Material-Transport aus nordwestlicher Richtung an. Diese Richtung wurde bereits von E.ten HAAF (1959) als die für die Turbidite des Nordapennins vorherrschende Transportrichtung erkannt. Jedoch lassen sich daraus keine Schlüsse auf die Position des Liefergebietes ziehen. Vielmehr können die entsprechenden Sedimente auch von längs des Sedimentationsbeckens angeordneten Schwellen (K.-J.REUTTER 1968,S.217/218) stammen und dann durch die Strömung in Richtung der Trogachse verfrachtet worden sein.

3.2.3.4. Undifferenzierter Sandstein - Typ Mugello Süd

Dieser Sandsteintyp und seine Dachmergel werden im äußersten SW des Untersuchungsgebietes von der Kartierung erfaßt. Er unterscheidet sich lithologisch recht auffällig vom undifferenzierten Sandstein - Typ Futa, ähnelt dagegen dem oberen Cervarola-Sandstein bei Stagno (Kap.3.2.3.7.). G.MERLA,V.BORTOLOTTI & P.PASSERINI (1967) und P.MICHELI (1967) beschreiben diese Sandstein-Vorkommen zusammen mit den Dachmergeln als "Formazione di Londa".

Tektonisch scheint der undifferenzierte Sandstein - Typ Mugello Süd an das Mugello-Becken bzw. an das Becken von Barberino, beide südlich des Untersuchungsgebietes, gebunden zu sein; denn er taucht unter die Becken ab.

Nach SE begleitet er den Südrand des Mugello-Beckens (J. GROSSCURTH, pers.Mitt.). Im Gegensatz zum Cervarola-Sandstein - Typ Futa ist er nicht intensiv verschuppt und in bezug auf diesen relativ autochthon (vgl. TEKTONISCHER TEIL).

Obwohl dieser Sandsteintyp hier nicht näher bearbeitet wurde, erscheint seine Abtrennung von den übrigen Sandsteintypen aus obengenannten Gründen geraten.

3.2.3.5. Unterer Sandstein

Der untere Cervarola-Sandstein tritt im Untersuchungsgebiet nur an den südlichen Steilhängen des M.della Scoperta auf und ist dort vom oberen Cervarola-Sandstein durch einen konglomeratführenden Bereich getrennt. Er ist mit 200 m Mächtigkeit aufgeschlossen, westlich des Limentra di Treppio mit 350 m (G.v.STRUENSEE 1967). Seine Basis ist nicht bekannt. Vermutlich besteht sie aus einem faziellen Zwischenglied zwischen Scisti Varicolori und den westlichen Cervarola-Basis-Serien (Pievepelago-Formation etc., vgl. Kap.3.2.2.4.).

Generell unterscheidet sich der untere Sandstein vom oberen Sandstein durch die größere Mächtigkeit der Turbiditbänke, die bis zu 5 m erreichen können. Die Laminite und die Interstraten treten demgegenüber zurück. Laminite sind nach P.H.KUENEN (1959) als distale Turbidite aufzufassen. A.LOMBARD (1963) nimmt dagegen eine Ablagerung der Laminite durch die normale Meeresströmung an.

Da die Bankmächtigkeiten sowie die Verteilung von Turbiditen, Laminiten und Interstraten für den gesamten (oberen und unteren) Cervarola-Sandstein großen Schwankungen sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung unterworfen sind (C.HEMMER 1966,S.17 ff.,Abb.5-8), würde das obengenannte Merkmal des unteren Cervarola-Sandsteins (größere Mächtigkeit der Turbiditbänke) bei Abwesenheit des mittleren, konglomeratführenden Teiles nicht zur Untergliederung des Cervarola-Sandsteins im Gelände ausreichen.

Unter diesem Gesichtspunkt ist auch ein Gliederungsversuch

von L.DAINELLI (1951) zu betrachten, der vom Liegenden zum Hangenden 3 lithologisch verschiedene Horizonte unterscheidet, aber die Konglomerate nicht erwähnt. Zudem ist dem Verf. nicht bekannt, inwieweit DAINELLI die Schuppentektonik berücksichtigt hat, durch die lateral verschiedene Bereiche übereinandergestapelt werden können.

Der mikroskopische Befund des unteren Cervarola-Sandsteins entspricht dem des undifferenzierten Sandsteins und ist ebenfalls durch Komponenten gekennzeichnet, die dem Grundgebirge entstammen:

Schliff 139/64 Turbiditbank, Südseite des M.della Scoperta
S u b g r a u w a c k e
(F.G.PETTIJOHN 1957).

Mineralbestand: Vorwiegend große, eckige Quarze; frische Kalifeldspäte, Mikroklin, Perthit; Myrmekit; frischer saurer Plagioklas, wenige saussuritisierte Plagioklase mit Verdrängung durch Karbonat; Biotit, Muskowit; Chlorit (Pennin); Glaukonit; Apatit, Titanit, opakes Erz.

Gesteinstrümmer: Glimmerschiefer, Gneis, feinkörniges granulitähnliches sowie granitisches Material; Quarzit, Marmor (Karbonatbrocken mit Pflastergefüge).

Matrix: Überwiegend Karbonat, etwas Detritus.

Organische Reste: Globigerinen.

3.2.3.6. Sandsteine und Konglomerate

Von den 5 konglomeratführenden Bänken sind die 2 untersten nur im südlichen Steilabfall des M.della Scoperta zu beobachten. Die 3 oberen Bänke lassen sich mit großer Konstanz in den südlichen und westlichen Steilwänden des Massivs Poggio di Petto - M.della Scoperta - Poggio delle Scalette - M.Calvi als breite, mausgraue Bänder, die von Vegetation frei sind, verfolgen (Taf.2,Foto 2). Da das genannte Massiv nach E abtaucht und es zudem entlang der in N-S-Richtung über Castiglione, Montepiano und Vernio verlaufenden SS 325 an einer Störung abgeschnitten wird, sind die Konglomerate östlich dieser Linie nicht mehr anzutreffen.

Am M.Calvi enden sie nach N hin an einer Schuppenbahn, nach W setzen sie sich in das Gebiet von G.v.STRUENSEE (1967) fort. In dem Geländedreieck zwischen M.della Scoperta, Poggio di Petto und Montepiano nimmt der konglomeratführende mittlere Bereich des Cervarola-Sandsteins ein flächenhaftes Areal ein, weil dort der obere Cervarola-Sandstein von der Denudation abgedeckt ist. Die oberste Konglomeratbank ist dort auch noch in den überkippten nördlichen Schenkel der großen Stirnfalte des Cervarola-Sandsteins (vgl. TEKTONISCHER TEIL) einbezogen, während sonst nur in dem südlichen, normalliegenden Faltenschenkel Konglomerate beobachtet werden.

Der aus Konglomeraten und dazwischengelagertem normalem Grauwackenflysch bestehende Horizont wird südlich des M. della Scoperta 200 m mächtig. Die oberste Konglomeratbank erreicht 15-20 m Mächtigkeit, zum Liegenden hin werden die Bänke dünner. Die konglomeratführenden Bänke sind wie normale Turbiditbänke gradiert und haben Strömungsmarken auf den Unterflächen, die Strömungsrichtungen längs der Trogachse (NW-SE) anzeigen. An der Basis beginnen die Bänke mit bis zu walnußgroßen Geröllen aus vorwiegend Quarz. Daneben treten helle kieselige Kalke vom Typ Majolica bis Palombino (Kalkbänke der Argille Scagliose s.l.) auf. G.v. STRUENSEE (1967,S.43) beschreibt u. a. noch Gerölle von Graniten und "diaphthoritisch überprägtem Augengneis des Paläozoikums". Einige dm über der Basis der Konglomeratbänke ist die Korngröße bereits auf 1 mm reduziert; von da ab präsentieren sich die Bänke als grobkörnige, stark absandende, wenig verfestigte Sandsteine, deren Zement entweder ausgewittert ist oder primär nicht vorhanden war. An der Hangendgrenze werden sie feinsandig und vermergeln dann, worauf wieder eine normale Flysch-Wechselfolge aus Turbiditen, Laminiten und Interstraten einsetzt.

In den höheren Partien der Bänke sind bis kopfgroße schwarze Hornsteinbrocken enthalten. Außerdem befinden sich darin Blöcke von einigen m^3 Größe, die aus dunkelblaugrauen bis schwärzlichen Sandsteinen und harten feinsandigen Kalkmergeln bestehen. Beide wittern ockergelb an und heben

sich dadurch aus der mausgrauen Bank heraus. Beim Anschlagen der Mergelkalke tritt bisweilen Bitumengeruch auf. Im Schliff (148a) zeigen diese in einer dichten, kalkigen Matrix feine Quarzkörner, Erzklümpchen und Muskowitschüppchen. Dadurch ähneln sie den Mergelzwischenlagen der normalen Flyschgrauwacken. Die Sandstein- und Mergelblöcke in den Konglomerathorizonten könnten demzufolge aus deren liegendem Flyschsandstein stammen (evtl. infolge Rutschungserscheinungen während der Sedimentation der betreffenden Konglomeratbank, siehe dazu auch S.66).

Lithologisch unterscheiden sich die Konglomeratbänke von den normalen Turbiditbänken des Cervarola-Sandsteins im wesentlichen durch die Größe der Klastika und die höheren Bankmächtigkeiten. Die petrographische Zusammensetzung der Klastika dürfte etwa die gleiche sein.

Schliff 20b/63 Turbidit unterhalb der obersten Konglomeratbank, westlich Poggio di Petto,
S u b g r a u w a c k e
(F.G.PETTIJOHN 1957)

Mineralinhalt: Große, eckige Quarze; frische saure Plagioklase, größere saussuritisierte Plagioklase; viel Kalifeldspat; Mikroklin; Myrmekit; Muskowit, Biotit; Hornblende (Glaukophan); Epidot, Chlorit, Karbonat; Granat, Titanit, Apatit, opakes Erz.

Gesteinsreste: Granit, Glimmerschiefer, Gneis, feinkörniges granulitähnliches Gestein, Quarzit, 1 saurer Vulkanit.

Matrix: Karbonatisch.

Organische Reste: Globigerinen.

Im Hinblick auf die Herkunft und den Sedimentationsmechanismus der Konglomerate sei erwähnt, daß es sich dabei um eine lokal begrenzte Einschaltung handelt, die nur zwischen dem Reno-Tal und dem Setta-Tal (Untersuchungsgebiet und Gebiet von G.v.STRUENSEE) verbreitet ist und dort noch Differenzierungen bezüglich ihrer Ausbildung (Art der Gerölle, Zahl und Mächtigkeit der Konglomeratbänke) aufweist, wie die von den vorliegenden Ergebnissen abweichende Beschreibung durch G.v.STRUENSEE (1967) zeigt.

Jedoch scheinen derartige Bildungen für den Cervarola-Sandstein typisch zu sein; denn auch aus anderen Gegenden werden vergleichbare Einschaltungen im Cervarola-Sandstein beschrieben. K.-J.REUTTER (1966,S.35) beobachtet bei Montecreto und Civago "...mehrere Horizonte bis 15 m Mächtigkeit, die als Pebbly Mudstones aufzufassen sind.". Ebenso treten im Sandstein von Pracchiola (Cervarola-Sandstein) zwei bis zu 100 m mächtige linsenförmige Einschaltungen grober, teilweise konglomeratführender Sandsteine mit Kristallingeröllen auf (G.GOLDBERG 1965,S.22 ff.). Ein bis 10 m mächtiger "konglomeratischer mudflow" im Sandstein von Bobbio (Cervarola-Sandstein) weicht in der Geröllführung von den oben beschriebenen Bildungen durch einen größeren Anteil saurer Vulkanite ab (H.U.SCHLÜTER 1968,S.78/79). SCHLÜTER hält eine Umlagerung der Gerölle aus dem Baganza-Konglomerat des Ostia-Sandsteins (C.W.SAMES 1965) für denkbar.

Die Genese der hier beschriebenen Bildungen wird in der Literatur unterschiedlich gedeutet, was sich auch in einer nomenklatorischen Vielfalt ausdrückt. Die zunächst gebrauchte rein deskriptive Sammelbezeichnung "pebbly mudstone" (J.C.CROWELL 1957) wurde demzufolge in eine Reihe genetischer Begriffe untergliedert, basierend auf dem physikalischen Einteilungsprinzip von H.R.DOTT (1963). DOTT unterscheidet das physikalische Verhalten der Gesteine bei submarinem Schwerkrafttransport in elastisches ("Rockfall"), plastisches ("Plastic flow") und viskos-flüssiges Verhalten (Schlammfluß), wobei alle Zwischenstadien möglich sind; siehe dazu auch K.GÖRLER & K.-J.REUTTER (1968,S.503,Abb.12). Durch weitere Wasseraufnahme und Turbulenz entsteht schließlich ein Suspensionsstrom (Turbidity Current). —

C.W.SAMES (1965) wendet das System von DOTT auf konglomeratische Horizonte an durch Prägung des Begriffs "Konglomeratische Mudflows", die er als unreife Vorstufe eines gradierten Flysch-Konglomerates betrachtet.

K.GÖRLER & K.-J.REUTTER (1968) unterscheiden ein "Intraformationales Konglomerat-Slumping" von dem "Ton-Hangschutt-Strom" mit einem extraformationalen Geröllanteil, die aber beide nur einen kurzen Transportweg als Schlammfluß zurückgelegt haben.

Im Gegensatz zum Intraformationalen Konglomerat-Slumping und zum Ton-Hangschutt-Strom enthalten die Konglomerathorizonte des Untersuchungsgebietes kaum pelitisches Material. Außerdem weisen sie Strömungsmarken und Gradierung auf, was auf das Vorhandensein von Turbulenzen beim Schwerkrafttransport schließen läßt. Die Transportweite dürfte

größer als beim reinen Schlammfluß gewesen sein. Jedoch sind, wie in einem Olisthostrom, im höheren Teil der Bänke Sandstein- und Mergelblöcke Olitholithen ähnlich angeordnet.

Die genetische Stellung der Konglomerat-Horizonte des Untersuchungsgebietes ist also zwischen Olisthostrom und Turbidit zu suchen. Der Verf. hält daher die Bezeichnung "Fluxoturbidit" (S.DZULYNSKI, M.KSIAZKIEWICZ & P.H.KUENEN 1959) für angemessen. Nach R.G.WALKER (1967) sind Fluxoturbidite proximale Turbidite.

Das Herkunftsgebiet der Fluxoturbidite des Untersuchungsgebietes ist in Schwellen zu vermuten, die parallel dem Sedimentationstrog angeordnet gewesen sein können. Ob dort aber ursprünglich Grundgebirge abgetragen wurde oder aber die Kristallingerölle sich dort schon in umgelagerter Position befanden, kann nicht entschieden werden.

3.2.3.7. Oberer Sandstein

Der obere Cervarola-Sandstein baut zum überwiegenden Teil das Massiv M.Calvi - M.delle Scalette - M.della Scoperta auf sowie weiter östlich den M.Casciaio und den M.Tronale. Östlich des M.Tronale wird er von einer Schuppenbahn abgeschnitten, im W. erstreckt er sich in die Arbeitsgebiete von G.v.STRUENSEE (1967) und H.F.HEYMANN (1968).

Östlich des M.della Scoperta beginnt der obere Sandstein über dem konglomeratführenden Bereich zunächst mit einem 100 m mächtigen Horizont feinsandiger Mergel unterschiedlicher Härte, die im cm-Bereich gebankt sind (C.HEMMER 1966, S.18, Abb.7). Sie enthalten im Abstand von mehreren m dünne, harte quarzitische Sandsteinbänkchen, die rostbraun anwittern und flute casts sowie Freßbauten aufweisen. Auf der Westseite des M.Calvi herrschen in dem gleichen stratigraphischen Niveau ebenfalls Mergel vor.

Über diesem Horizont setzt dann der normale Flyschsandstein ein. Dieser ist nahe dem Dach des M.Calvi durch 10 - 30 cm mächtige, rostbraun anwitternde Laminite (S.62) und ebenso mächtige schwärzliche Schieferzwischenlagen ausgezeichnet. In größerem Abstand sind dicke Turbiditbänke eingeschaltet.

Nördlich Montepiano, entlang der SS 325, präsentiert sich der gesamte obere Cervarola-Sandstein (1300 m) dagegen ausschließlich mit 0,5-3 m mächtigen Turbiditbänken.

Nordwestlich des M.Calvi, entlang der Straße nach Stagno, kann die häufigste Ausbildung des oberen Cervarola-Sandsteins beobachtet werden. Dort wechsellagern 30 - 40 cm mächtige Turbiditbänke mit feinsandigen, glimmerigen Mergelzwischenlagen von etwa gleicher Mächtigkeit (vgl. C. HEMMER 1966, S.17,Abb.5).

Die Mächtigkeit des oberen Cervarola-Sandsteins beträgt nördlich Montepiano 1300 m. Da am M.Calvi über dem konglomeratführenden Horizont nur noch 600 m Sandstein anstehen, sind die übrigen 700 m wohl der Denudation zum Opfer gefallen.

Wie generell im Cervarola-Sandstein, zeigen auch im oberen Cervarola-Sandstein die Strömungsmarken vorwiegend Strömungsrichtungen aus NW an. Eine Besonderheit bezüglich der Strömungsrichtungen weist ein Steinbruch nördlich Stagno auf. Dort sind auf einer riesigen freigelegten Bankunterseite neben flute casts lange, grobe, gebogene und sich gegenseitig durchkreuzende groove casts zu sehen. Diese Erscheinung kann dahingehend interpretiert werden, daß am Rande des Sedimentationsbeckens von einer randlichen Schwelle stammendes Sedimentmaterial sich zunächst in Richtung auf das Trog-Tiefste bewegt hat und dann in die längs der Trogachse verlaufende Strömungsrichtung eingebogen ist. Bei dieser Auslegung würden sich an der heutigen nördlichen Verbreitungsgrenze des Cervarola-Sandsteins (Position des Steinbruchs von Stagno) auch die Sedimente des ehemaligen nördlichen Trograndes befinden. Das bedeutet, daß der Cervarola-Sandstein sich unter seiner jüngeren Bedeckung nicht noch wesentlich weiter nach N fortsetzt.

Der mikroskopische Befund ergibt für die Laminite des oberen Cervarola-Sandsteins ebenfalls eine S u b g r a u w a c k e (F.G.PETTIJOHN 1957).

Schliff 21 L a m i n i t, südlich Stagno (M.Calvi-Westseite)

Mineralbestand: Eckige Quarze; frischer saurer Plagioklas; frischer Alkalifeldspat; Perthit; Muskowit, Biotit (z.T.chloritisiert); Karbonatklastika; Granat, Titanit, opakes Erz; Chlorit, Glaukonit.

Matrix: Relativ viel, überwiegend karbonatisch.

Gefüge: Die Quarze und Glimmer sind in Richtung der Lamination eingeregelt.

Es zeigt sich also, daß die petrographische Zusammensetzung der Grauwackenbänke über den gesamten vertikalen Bereich des Cervarola-Sandsteins nahezu konstant ist (vgl. Schliff 133a/67,S.61, Schliff 139/64,S.63, Schliff 20b/63, S.65.

3.2.3.8. Hangend-Mergel

G.MERLA erwähnt 1952 Mergel als stratigraphisch Hangendes des "Macigno B". Diese erreichen eine größere regionale Verbreitung, allerdings in wechselnder Mächtigkeit, wie zahlreiche Publikationen bestätigen: G.GOLDBERG (1965, "Mergel von Marra"); H.U.SCHLÜTER (1968); H.F.HEYMANN (1968); G.v.Struensee (1967); W.FREY (1969, "Poggio-Montopoli-Mergel").

Soweit die geologischen Verhältnisse im Hangenden des Cervarola-Sandsteins durch Aufschlüsse belegt sind, können hier als nächstes Schichtglied Hangendmergel auftreten, oder aber die Argille Scagliose der Sestola-Vidiciatico-Serie überlagern direkt den Cervarola-Sandstein. Es hat den Anschein, daß das stellenweise Aussetzen der Hangendmergel nicht unbedingt auf Abscherungsvorgänge bei der Ankunft der Olisthostrome oder auf rein tektonische Ausquetschung zurückgeführt werden muß, sondern auch bereits primär-sedimentär als Folge eines submarinen Reliefs vorgelegen haben könnte. Dafür sprechen schwankende Mächtigkeiten in Verbindung mit allmählichen sedimentären Übergängen vom Cervarola-Sandstein in die Hangendmergel und weiter in die Sestola-Vidiciatico-Argille.

Ein derartiger Aufschluß existiert im Untersuchungsgebiet etwa 1 km SW Baigno (C.HEMMER 1966,Abb.11,S.25). Hier bildet der überkippt liegende obere Cervarola-Sandstein eine Steilwand. Er geht kontinuierlich in einen etwa 50 m mächtigen Bereich über, der aus harten Kalkmergeln von grauer Farbe besteht. Diese sind im höheren Teil nahezu ungebankt, enthalten jedoch schwarze Hornsteinlagen. Bemerkenswert sind zwei jeweils 8-10 m mächtige Einschaltungen von Argille Scagliose der Sestola-Vidiciatico-Serie, die von schwarzen und grünlichen feinschuppigen, unverfestigten Tonen aufgebaut werden. Perlschnurartig angeordnete gerundete graue Kalk-Boudins repräsentieren die ehemaligen Palombinokalk-Lagen. Das Hangende des Aufschlusses ist unter Schutt verborgen. Dort vollzieht sich vermutlich der Übergang in die Sestola-Vidiciatico-Serie durch weitere Olisthostrom-Einschaltungen.

H.F.HEYMANN (1968,S.51,Abb.5) beschreibt südlich Lizzano in Belvedere einen vergleichbaren Aufschluß. An der Straße Badi - Taviano, westlich des Untersuchungsgebietes, erfolgt der Übergang vom Cervarola-Sandstein in die Sestola-Vidiciatico-Serie vermittels eines nur 1 m mächtigen Übergangsbereiches (G.v.STRUENSEE 1965: "Venturina-Ton").

Weitere Aufschlüsse von Hangend-Mergel finden sich im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes, so am Poggio Palina (3 km SE M.Tronale) und am Poggio Le Valli (2 km W Futa-Paß).

Am Poggio della Mandria (1 km SW Futa-Paß) zeigt ein etwa 20 m hoher Aufschluß über dem undifferenzierten Cervarola-Sandstein - Typ Futa, dessen obere Turbiditbänke hier rasch vermergeln, einen bräunlichen und nicht sehr verfestigten tonig-mergeligen Horizont (Foto 1 auf Taf.III). Offenbar wurde bereits während der autochthonen Mergelsedimentation toniges Material olisthostromatischer Herkunft beigemengt. Im Hangenden setzt sich dann der Olisthostrom-Charakter durch, es folgen die Sestola-Vidiciatico-Argille mit Sandstein- und Kalkbänkchen.

Die größte Verbreitung im Untersuchungsgebiet erreichen die Hangend-Mergel knapp 2 km südlich Montecarelli, wo sie zwischen Mangona und Rezzano in einem mehrere hundert m breiten und 7 km langen Geländestreifen auftreten, mit einer Mächtigkeit bis zu 120 m. Der Übergang vom Cervarola-Sandstein (undiff., Typ Mugello Süd) in die Mergel vollzieht

sich sehr allmählich durch langsame Abnahme der Turbidite in Mächtigkeit und Korngröße zugunsten der Mergel. In die Mergel sind dann in größeren Abständen noch dünne, feinkörnige Sandsteinbänke (Laminite) eingeschaltet. Die Mergel sind im Vergleich zu den übrigen Aufschlüssen recht weich und kalkig und führen eine reiche Foraminiferen-Fauna. Dünnschliffe zeigen einen Foraminiferen-Biomikrit (Schliffe 200/67,Rezzano; 176a/67,Migliari).

Auf den Neuausgaben der Blätter 98 "Vergato" (herausgegeben 1970) und 107 "Firenze" der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA sind diese Mergel ausgeschieden, werden aber zum Teil mit den Mergeln an der Basis des Cervarola-Sandsteins (Scisti Varicolori) verwechselt. Auf Blatt 107 "Firenze" finden sich dafür die Bezeichnungen "Formazione di Londa" und "Marne di S.Polo". Diese werden als oligozäne und untermiozäne Einschaltungen im Cervarola-Sandstein ("Macigno") angesehen.

3.2.3.9. Fossilien und Alter

G.CAPELLINI beschreibt 1881 an der "L'Alpe", etwa 1 km südlich Baigno, zwei Lucinen-führende Horizonte. Makrofossilien sind jedoch äußerst rar im Cervarola-Sandstein und erlauben daher keine Altersaussage. Dagegen werden häufig Großforaminiferen-Brekzien angetroffen, die eine Einstufung des Cervarola-Sandsteins in das U-Miozän gestatten. Neben älteren Autoren (vgl. E.AMADESI 1967,S.4-5) sind hier insbesondere H.F.HEYMANN (1968), K.-J.REUTTER (1968) und W.FREY (1969) zu nennen.

Im Untersuchungsgebiet erfolgte die Datierung ausschließlich mit Hilfe von Kleinforaminiferen:

Undifferenzierter Sandstein - Typ Futa:

Die Proben 146,147/67 (Poggio Palina) und 203/67 (Marcoiano) enthalten oligozäne Faunen, wie sie aus den Scisti Varicolori bekannt sind (siehe Faunenliste auf S.40/41).

Probe 239/66: Poggio della Mandria

Rhizammina sp.; Ammodiscus sp.; Glomospira charoides (JONES & PARKER); Cyclammina acutidorsata (HANTKEN); C.latidorsata (BORNEMANN); Vulvulina jarvisi CUSHMAN; V.spinosa CUSHMAN; V.pennatula (BATSCH); Nodosaria sp.; Chrysalogonium longicostatum CUSHMAN & JARVIS; C.obliquatum (BATSCH); C.tenuicostatum CUSHMAN & BERMUDEZ; Stilostomella nuttalli CUSHMAN & JARVIS; S.curvatura (CUSHMAN); Nodosarella subnodosa (GUPPY); Gyroidina cf.G.girardana (REUSS); G.soldanii (D'ORBIGNY); Eponides trümpii NUTTALL; E.umbonatus (REUSS) var.stellatus (SILVESTRI); Globigerina ampliapertura BOLLI; G.tripartita tripartita KOCH; G.dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ); G.pera (TODD); G.unicava (BOLLI,LOEBLICH & TAPPAN); Chilogümbelina sp.; Anomalina sp.; Planulina sp.; Cibicides sp.; C.pseudoungherianus (CUSHMAN); C.cf.C.mexicanus NUTTALL; C.cf.C.grimsdalei NUTTALL. Fischzähne; Seeigelstachel.

Alter: O - O l i g o z ä n.

Fast das gesamte Plankton besteht aus G.dissimilis vom Typ U-Aquitan, jedoch fehlt das typische aquitane Plankton (vgl.S.42).

Probe 188/67: Molino Ballone

Globigerina tripartita tripartita KOCH; G.dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ); Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY.

Alter: U - A q u i t a n.

Undifferenzierter Sandstein - Typ Mugello Süd

Probe 201/67: Rezzano

Typische Oligozän-Fauna, wie sie aus den Scisti Varicolori bekannt ist (Faunenliste S.40/41).

Da die über diesem Sandstein-Typ befindlichen Hangend-Mergel aber das O-Aquitan erreichen (S.73,74), dürfte der Sandstein ebenfalls jünger sein, als seine (umgelagerte) Fauna anzeigt.

Unterer Cervarola-Sandstein

Es wurde keine Fauna angetroffen.

Sandsteine und Konglomerate

Probe 125/64: NW Poggio di Petto

enthält eine schlecht erhaltene, vermutlich umgelagerte Fauna:

Flyschsandschaler; Lagenidenbruchstücke; Pullenia sp.; Globigerina dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ); Cibicides sp.; 1 Fischzahn.

Alter: O l i g o z ä n.

Oberer Cervarola-Sandstein

Neben verschiedenen Proben, die oligozänes, ober-oligozänes und ober-oligozänes bis unter-aquitanes Alter anzeigen,

Probe 130/64: 1 km südlich L'Alpe.
etwa 900 m unter dem Hangenden

Flyschsandschaler; Globigerina ampliapertura BOLLI; Globigerinoides trilobus primordius BLOW & BANNER; G.trilobus immaturus LE ROY.

Alter: U - A q u i t a n.

1 km SW Baigno wurde unterhalb der Steilwand, die der obere, überkippt liegende Cervarola-Sandstein dort bildet, ein Sandstein-Block gefunden, der dem obersten Bereich des Cervarola-Sandsteins entstammen muß. Er enthielt ein Hühnereigroßes Geröll, bestehend aus einem
F o r a m i n i f e r e n B i o m i k r i t:

Schliffe 292 1,2/66:

Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS); G.trilobus bisphaericus (TODD); Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN,PARR & COLLINS).

Alter: O - A q u i t a n.

Hangend-Mergel:

Im Mergel-Dach über dem undifferenzierten Cervarola-Sandstein - Typ Futa am Poggio della Mandria fand sich eine umgelagerte Fauna, die von H.HAGN (München) durchgesehen und als m i t t l e r e s M - E o z ä n bestimmt wurde:

Rzehakina epigona (RZEHAK); Globigerina linaperta FINLAY; G.yeguaensis WEINZIERL & APPLIN; Globorotalia (Truncorotalia) sp.; Truncorotaloides topilensis (CUSHMAN); Pararotalia cf.P.inermis (TERQUEM); Globigerapsis cf.G.kugleri BOLLI,LOEBLICH,TAPPAN.

Die Hangend-Mergel über dem undifferenzierten Cervarola-Sandstein - Typ Mugello Süd sind durch eine reiche Fauna ausgezeichnet.

Die Proben 143,144,145/67 (Mangona), 176/67 (Migliari), 180/67 (an der Snack-Bar/Autostrada), 199/67 (Rezzano) enthalten insgesamt:

Rhizammina sp.
Cyclammina sp.
Nodosaria sp.
Robulus sp.
Chrysalogonium longicostatum (CUSHMAN & JARVIS)
Chrysalogonium obliquatum (BATSCH)
Lagena striata (D'ORBIGNY)
Uvigerina sp.
Uvigerina barbatula MACFAD.
Uvigerina auberiana D'ORBIGNY
Stilostomella nuttalli CUSHMAN & JARVIS
Ellipsoidina ellipsoides SEG.
Gyroidina sp.
Gyroidina cf.G.girardana (REUSS)
Gyroidina girardana (REUSS) var.perampla CUSHMAN
Eponides umbonatus (REUSS)
Pullenia sp.
Chilogümbelina sp.

Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina officinalis SUBBOTINA
Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerina concinna s.s.REUSS
Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS), sehr häufig
Globigerinoides trilobus bisphaericus (TODD), sehr häufig
Globigerinoides trilobus irregularis LE ROY
Praeorbulina transitoria (BLOW)

Globorotalia opima nana BOLLI
Globorotalia obesa BOLLI
Globorotalia ~~syn.~~ scitula praescitula BLOW
Globoquadrina dehiscens praedehiscens BLOW & BANNER
Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN,PARR & COLLINS)
Globoquadrina langhiana CITA & GELATI
Globoquadrina cf.G.altispira globosa BOLLI

Planulina marialana HADLEY
Planulina renzi CUSHMAN & STAINFORTH
Cibicides sp.
Cibicides cf.C.pseudoungherinus (CUSHMAN)
Ostracoden

Diese Fauna umfaßt den Zeitraum des O - A q u i t a n und erreicht noch das oberste Aquitan. Umlagerungsprozesse werden (wie auf S.42 beschrieben) dadurch angezeigt, daß neben stratigraphisch älteren Formen stratigraphisch jüngere Formen in jüngerer Schalerhaltung (unterstrichen _____) existieren.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß der Cervarola-Sandstein inclusive Hangend-Mergel wenigstens das h ö h e r e O l i g o z ä n sowie das gesamte A q u i t a n

repräsentiert.

Bezüglich des oligozänen Anteils des Cervarola-Sandsteins und seiner unteren stratigraphischen Begrenzung ergeben sich Probleme: Im W des Untersuchungsgebietes ist das Liegende des Cervarola-Sandsteins nicht aufgeschlossen. Im E dagegen umfaßt der Cervarola-Sandstein den Faunen zufolge Oligozän und U-Aquitan, während seine Unterlage (Scisti Varicolori) vom Oligozän noch in das höhere Aquitan hinaufreicht. Sicher haben Umlagerungsprozesse dabei eine Rolle gespielt (vgl.S.42). Wahrscheinlich ist aber auch ein stärkeres submarines Relief zum Zeitpunkt der Ablagerung von Scisti Varicolori und Cervarola-Sandstein vorhanden gewesen, so daß beide Serien nicht nur übereinander, sondern auch nebeneinander zur Sedimentation gelangen konnten (als Becken- und Schwellenfazies) und deshalb zum Teil als laterale Äquivalente aufzufassen sind. Ähnliche Verhältnisse werden vom SE-Ende des Sedimentationstroges beschrieben (R.GHELARDONI 1962,S.527,Fig.1).

Die Oligozän-Aquitan-Grenze liegt im Cervarola-Sandstein des M.Calvi-Gebietes etwa 1 000 m unter dem Hangenden (Probe 130/64,S.73). In den Hangend-Mergeln wird das o b e r s t e A q u i t a n erreicht (Praeorbulina transitoria).

E.AMADESI (1967) und H.F.HEYMANN (1968) beschreiben aus dem obersten Bereich des Cervarola-Sandsteins noch Orbulina suturalis BRÖNNIMANN, die in der nächst-höheren Subzone einsetzt. Möglicherweise handelt es sich dabei aber um Übergangsformen aus der Entwicklungsreihe Globigerinoides bisphaericus - Orbulina suturalis.

3.2.4. Sestola - Vidiciatico - Serie

Diese Serie ist mit ihrem Liegenden (Cervarola-Sandstein, S.70) und dem Hangenden (Suviana-Serie,Kap.3.2.5.) durch sedimentäre Kontakte verbunden (siehe auch R.GHELARDONI et al.1962). Ihr Hauptanteil besteht aus Olisthostrom-Massen vom Typ der Argille Scagliose (S.26/27). Darin befinden sich vereinzelte kleinere Olistholithe. Ein autochthoner

normalsedimentierter Anteil wurde nicht beobachtet. Jedoch kann die Suviana-Serie als normalsedimentäre Fortsetzung der Hangend-Mergel des Cervarola-Sandsteins nach Einschaltung der olisthostromatischen Sestola-Vidiciatico-Serie aufgefaßt werden, wobei zwischen den genannten drei Serien auch laterale Beziehungen möglich sein können. Letzteres ist aus der räumlichen Anordnung der genannten Serien im Untersuchungsgebiet abzuleiten: Im W des Untersuchungsgebietes (Lago di Suviana) tritt die Sestola-Vidiciatico-Serie mit etlichen 100 m Mächtigkeit auf, wird dann nach E geringmächtiger und keilt östlich des Lago del Brasimone aus, so daß die Suviana-Serie sich auf den Cervarola-Sandstein legt. Dadurch würden die Hangend-Mergel mit den Suviana-Mergeln identisch, was jedoch nicht durch Aufschlüsse belegt ist. Allerdings ist auch eine tektonische Ausquetschung der Sestola-Vidiciatico-Serie zwischen ihrem kompetenteren Liegenden und Hangenden beteiligt. Weiter im E und NE tritt die Sestola-Vidiciatico-Serie dann wieder in zwei langgezogenen parallelen Streifen südlich und nördlich des Castiglione-Sattels (Kap.3.4.) auf.

In westlicheren Gebieten (G.v.STRUENSEE 1967; H.F.HEYMANN 1968; K.RENTZ 1971) setzt die Suviana-Serie teilweise aus, wodurch sich dort die Sestola-Vidiciatico-Serie mit dem lithologisch gleichartigen Hangend-Olisthostrom (Kap.3.2.6.) vereinigt.

Es ist das Verdienst T.LIPPARINI's (1944), als erster die Schiefertonmassen des Bologneser Apennins gegliedert zu haben. Er unterschied zwischen "marnoscisti grigio-verdi" (Sestola-Vidiciatico-Serie + Hangendolisthostrom) im Süden und "argille scagliose ofiolitifere" (Cantiere-Basis-Argille, Kap.3.5.2.) im Norden. Außerdem erkannte er bereits die Buntschiefer-Serie ("argille scagliose manganesifere"), vgl.Kap.3.5.2.3.

Dementsprechend trennt E.AMADESI (1964) die "Formazione di Ponte della Venturina" ab, die im wesentlichen der Sestola-Vidiciatico-Serie entspricht. R.GHELARDONI et al. (1962) benutzen dafür den Namen "Argille di Vidiciatico", verwechseln aber die Pievepelago-Formation aus dem Liegenden des Cervarola-Sandsteins mit der Sestola-Vidiciatico-Serie. K.-J.REUTTER (1966) wählt deshalb die neutrale Bezeichnung "Sestola-Vidiciatico-Serie".

3.2.4.1. Argille mit Palombino

Die Auflösung dieser ehemals unterkretazischen Serie in Schlammströme erfolgte nicht überall gleichmäßig. Besonders in den südlichen Bereichen der Argille-Vorkommen treten Gleitmassen auf, die z. T. noch einen relativ gut erhaltenen Schichtverband erkennen lassen. Dort wechsellagern feinschuppige unverfestigte Tone von zumeist schwärzlicher, grünlicher und brauner Farbe mit Lagen 5-20 cm mächtiger "Palombino-Kalke". Diese wittern ockergelb bis braun an und sind im Bruch hellgrau bis mausgrau, auch blauschwarz. Kalkarenitische und sandige gradierte Lagen sind selten. Bei fortgeschrittener Auflösung des Schichtverbandes sind die Kalke als wahllos angeordnete Brocken in den Tonen anzutreffen. Nördlich des Poggio Castello befindet sich in den Argille ein Tuffkörper von etwa 2 m Durchmesser (siehe dazu S. 105).

Dünnschliffbefund:

Schliffe $205_{1,2}/66$ SE Castiglione dei Pepoli
I n t r a m i k r i t
(R.L.FOLK 1962)

In einer stark umkristallisierten kalkig-tonigen Matrix befinden sich Karbonat- und Quarz-Klastika sowie etwas opakes Erz.

Fauna: Radiolarien (Spumellarien); Calpionella sp.; C.alpina LORENZ; Heterohelix sp.; Globigerina sp.; Globigerinelloides sp.; Rotalipora sp.

Alter: vermutlich C e n o m a n.
Außerdem ein n e o k o m e r umgelagerter Anteil (Calpionellen).

Vermutlich wurden die Palombino-Argille im Neokom normal sedimentiert und bereits im Cenoman schon einmal als Olisthostrom resedimentiert (vgl.S.27 u. K.RENTZ 1971).

Eine autochthone Fauna wurde nicht gefunden. Da jedoch das Liegende (Praeorbulina transitoria) und das Hangende (Orbulina suturalis) der Palombino-Argille genau datiert werden können, verbleibt für die endgültige Einschaltung dieser stellenweise recht mächtigen Olisthostrom-Serie in die höheren Serien der Modino-Cervarola-Einheit ein sehr kurzer

Zeitintervall im o b e r s t e n A q u i t a n, der etwa der Lebensdauer einer subzonalen Faunengemeinschaft entsprach (vgl.S.92).

3.2.4.1.1. Röntgendiffraktometer-Analyse

Einen wichtigen Hinweis auf das Sedimentationsmilieu der Sedimente vom Typ der Argille Scagliose gaben Funde von kopfgroßen Karbonat-Brocken östlich des Lago del Brasimone, die durch ihr hohes Gewicht sowie durch eine mehrere mm dicke Mn-Oxyd-Hydroxyd-Verwitterungsrinde auffielen. K.GERMAN (Lehrstuhl f. Angewandte Geologie, FU Berlin) fertigte von einer solchen Probe freundlicherweise eine R ö n t g e n d i f f r a k t o m e t e r - A n a l y s e an (Fe_{ka},Mn-Filter,1°/min.) und stellte dabei fest, daß der analysierte Karbonat-Brocken neben etwa 10% SiO_2 und etwas Ton aus stöchiometrisch fast reinem Rhodochrosit ($MnCO_3$,mit 44% Mn-Gehalt) bestand.

Rhodochrosit (Mn^{++}) wird rezent in der Ostsee, im Schwarzen Meer und im Kaspischen Meer unter reduzierenden Bedingungen in nur wenigen 100 m Wassertiefe gebildet. Analog müssen auch Sedimente vom Typ der Argille Scagliose unter euxinischen Bedingungen entstanden sein. Häufig anzutreffende Pyritknollen (Schwefelkreislauf) und die Sterilität der Schlämmproben zeigen ebenfalls dieses Milieu an.

Da die Argille Scagliose als eugeosynklinales Sediment gelten, mit dessen Bildung allgemein die Vorstellung einer größeren Wassertiefe verknüpft ist, ist hier der Hinweis auf die nur sehr geringe Wassertiefe von Interesse.

3.2.4.2. Olistholithe

Im Bereich des Vorkommens der unten beschriebenen Olistholithe sind die Sestola-Vidiciatico-Argille und der lithologisch gleichartige Hangend-Olisthostrom nicht durch die Suviana-Serie voneinander getrennt und können in diesem Gebiet daher nur schematisch unterschieden werden, zumal sie vermutlich noch tektonisch miteinander vermengt sind. Die zur Sestola-Vidiciatico-Serie gestellten Olistholithe könnten deshalb auch dem Hangend-Olisthostrom angehören.

3.2.4.2.1. Buntschiefer

An der Straße Castiglione dei Pepoli - Montepiano, einige 100 m vom Ortsausgang Castiglione's entfernt, befindet sich ein Aufschluß, der zur Buntschiefer-Serie (Kap.3.5.2.3.) zu rechnen ist. Schwärzliche feinschuppige Tone sind dort mit gebankten 5-20 cm mächtigen Mergelkalken sowie etwas dickeren blaugrauen Kalklagen vergesellschaftet. In den Kalklagen fand sich eine reiche Fauna:

Schliff 220/66 SE Castiglione dei Pepoli
B i o - I n t r a m i k r i t
(R.L.FOLK 1962)

Radiolarien (Spumellarien); Calpionella alpina LORENZ; Heterohelix sp.; Globigerina sp.; Rotalipora sp.; Globotruncana cf.G.lapparenti BROTZEN.

Alter: T u r o n.

3.2.4.2.2. Oligozän - Mergel

Vergleichbare oligozäne Mergel beschreibt G.v.STRUENSEE (1967) aus dem Hangend-Olisthostrom ("Mergel von Casola"). Im Untersuchungsgebiet existieren zwei Vorkommen. Das erste liegt knapp 1 km östlich Castiglione dei Pepoli bei Dominus Vobiscum und hat eine Aufschlußhöhe von etwa 10 m. Es besteht aus harten, polyedrisch zerklüfteten kalkigen und siltigen Mergeln von blaugrauer Farbe, die ockergelb anwittern. Sie ähneln sehr den Suviana-Mergeln von Suviana und Baigno (Kap.3.2.5.1.).

Das zweite, etwas größere Vorkommen befindet sich bei Le Capanne, 0,5 km östlich der Autobahnausfahrt Roncobillaccio. Die Mergel sind weicher als die bei Dominus Vobiscum und weisen im Hangenden Sandstein-Einschaltungen auf.

Beide Vorkommen erbrachten reiche planktonische und benthonische Faunen, die denen der Scisti Varicolori gleichen (Faunenliste auf S.40,41).

Probe 204/66: Dominus Vobiscum
O - O l i g o z ä n

Probe 241/67: Le Capanne
O - O l i g o z ä n.

Die Mergel stellen ein Normalsediment dar, das vermutlich auf dem in Bewegung befindlichen Olisthostrom (Sestola-Vidiciatico-Argille) zur Ablagerung kam und später beim weiteren Vordringen in Form von Olistholithen mitgeführt wurde, siehe dazu K.GÖRLER & K.-J.REUTTER (1968,S.500).

3.2.5. Suviana-Serie

Die Suviana-Serie begleitet den Nordrand des Cervarola-Sandsteins auf einer Länge von 75 km vom Dolo-Tal bis zum Santerno-Tal in Form von perlschnurartig angeordneten einzelnen Vorkommen. Als Typlokalität wurde vom Verf. (C. HEMMER 1966) in Übereinstimmung mit G.v.STRUENSEE (1965) Suviana gewählt. Die Mergel und Sandsteine der Suviana-Serie wurden dort als Widerlager für die Staumauer des Lago di Suviana genutzt.

Im Untersuchungsgebiet nimmt die Suviana-Serie einen nahezu geschlossenen Geländestreifen ein, der die Vorkommen vom Lago di Suviana,M.di Bargi,M.di Baigno und die Vorkommen östlich des Lago del Brasimone umfaßt. Nördlich des Castiglione-Sattels (Kap.3.4.) existiert ein weiterer Geländestreifen, der von Suviana-Serie aufgebaut wird und dem ersten parallel läuft, sich dort aber in allochthoner Position befindet. Ihm gehören die Sandsteinmassen vom Lago di Maria und vom Poggio Castello an. Letztere hängt unter einer Argille-Bedeckung mit dem langgezogenen Gesteinskörper vom Poggio Civitella,Il Monte,Poggio di Rocca und M. Gradi zusammen. Kleinere isolierte Vorkommen befinden sich bei Bruscoli und Roncobillaccio.

Nordwestlich des Futa-Passes verschwindet die Suviana-Serie unter der allochthonen Bedeckung der Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II), um nordöstlich desselben im Arbeitsgebiet von P.GENTZ (1970) wieder aufzutauchen.

Im Untersuchungsgebiet ist die Suviana-Serie mit 3 Schichtgliedern vertreten:

3.2.5.3. Obere Mergel
3.2.5.2. Sandstein
3.2.5.1. Untere Mergel.

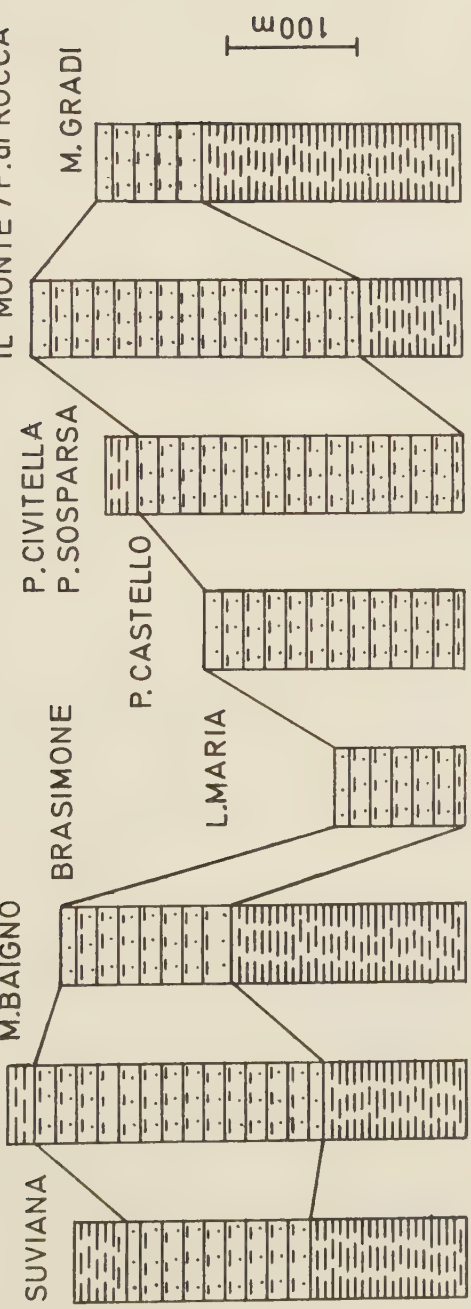


Abb. 8 - Verbreitung und Gliederung der Suviana-Serie (Untere Mergel, Sandstein, Obere Mergel). Aufgeschlossene Mächtigkeiten, z.T. geschätzt.

E. AMADESI (1964,1967) beschreibt die obersten 6-8 m der unteren Suviana-Mergel als "Calcare marnoso". Nach Beobachtung des Verf. ist die Auskartierung eines solchen Horizontes nicht gerechtfertigt.

Verbreitung und Mächtigkeit der Suviana-Serie im Untersuchungsgebiet sind in Abb. 8 dargestellt.

3.2.5.1. Untere Mergel

An zwei Stellen im Untersuchungsgebiet sind die sedimentären Kontakte der Sestola-Vidiciatico-Argille mit den unteren Suviana-Mergeln gut sichtbar, und zwar in Aufschlüssen entlang der Asphaltstraße in Bargi sowie unterhalb Il Monte/Poggio di Rocca. In Bargi erfolgt ein allmählicher Übergang der beiden Serien ineinander vermittels eines Bereiches, in dem Olisthostrom-Horizonte mit normalsedimentierten Mergellagen vergesellschaftet sind. Am Il Monte/Poggio di Rocca setzen die Mergel abrupt über den Sestola-Vidiciatico-Argille ein (Foto 2,Taf.III). Bei Suviana ist der Kontakt tektonisiert (G.v.STRUENSEE 1967).

Die Straßenaufschlüsse nahe Bargi und Baigno zeigen typisch ausgebildete siltige und glimmerige Suviana-Mergel. Diese sind recht kompakt und hart und lassen in der Regel keine Schichtung erkennen. Dagegen führt die intensive Klüftung zur Zerlegung der Mergel in polyedrische Körper. Ockergelbe Verwitterungsfarben und braune Manganhäutchen sind charakteristisch. Im Bruch ist das Gestein blaugrau bis schwärzlich.

Bei Bargi und Suviana schalten sich nahe dem Kontakt zum Suviana-Sandstein einige Sandsteinbänke ein. Die höheren Partien der Mergel führen unterhalb des Castello di Bargi schwarze Hornsteinkonkretionen und -lagen bis zu 25 cm Mächtigkeit.

Am M.di Baigno sind die obersten 15 m der Mergel gut gebankt und härter als gewöhnlich. Sie führen Foraminiferen-Kalkbänkchen von einigen cm Dicke. Ein vergleichbarer Horizont ist auch östlich des Lago del Brasimone ausgebildet. Unmittelbar südlich des Sees treten in den Mergeln

Globigerinoides-Formen gesteinsbildend auf (Schl.86a/63,s.u.).

Die Mergelvorkommen des M.Gradi und Il Monte/Poggio di Rocca zeichnen sich durch geringere Härte und einen höheren Karbonatgehalt aus. Vermutlich aufgrund dieser Merkmale ist dort eine reichere und besser erhaltene Foraminiferenfauna als gewöhnlich anzutreffen.

Fossilien und Alter:

R.GHELARDONI et al. (1962), E.AMADESI (1967) und G.v.STRUENSEE (1967) beschreiben von den westlichen Lokalitäten (Suviana, Bargi) Faunen des Oligozäns und Aquitans. Am M. di Baigno und am M.Gradi wurden auch Orbulinen (Burdigal) beschrieben (R.GHELARDONI et al. 1962; E.AMADESI 1967).

Von den in der vorliegenden Arbeit untersuchten, überwiegend planktonischen Faunen werden für die einzelnen Lokalitäten nur die Leitformen angegeben, mit Ausnahme der Fauna vom M.Gradi, die ausführlich beschrieben wird:

M.di Baigno

Schliffe 3a/63 und 199/64: Etwa 10 m unter dem Kontakt zum Suviana-Sandstein

Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS); G.bisphaericus TODD; Schnitte, die auf Orbulina suturalis BRÖNNIMANN und O.universa D'ORBIGNY schließen lassen; Globoquadrina dehiscens BLOW & BANNER.

Alter: O b e r s t e s A q u i t a n bis B u r d i g a l.

Östlich Brasimone

Probe 119/64:

Enthält eine vermutlich umgelagerte Fauna des Oligozäns.

Schliff 86a/63:

Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS); G.bisphaericus TODD; Schnitte, die auf Orbulina universa D'ORBIGNY schließen lassen; Globoquadrina dehiscens BLOW & BANNER.

Alter: O b e r s t e s A q u i t a n bis B u r d i g a l.

Lago die Maria

Proben 182/64, 67,69/67:

Enthalten eine vermutlich umgelagerte Fauna des O - O l i g o z ä n s bis U - A q u i t a n s.

Roncobillaccio

Probe 258/66:

Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS); G.bisphaericus TODD; Orbulina suturalis BRÖNNIMANN.

Alter: O b e r s t e s A q u i t a n bis B u r d i g a l.

Il Monte/Poggio di Rocca

Probe 254/66:

Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY; Orbulina suturalis BRÖNNIMANN.

Alter: O b e r s t e s A q u i t a n bis B u r d i g a l.

M.Gradi

Proben 259-265/66:

In den obersten 40 m der Mergel östlich der Autobahn wurde ein aus sieben, im Abstand von je 5 m genommenen, Proben bestehendes Probenprofil gezogen. Die zu etwa 90% aus planktonischen Formen bestehende Fauna wird hier in Form einer summarischen Faunenliste angegeben:

Fischzähne
Rhizammina sp.
Ammodiscus incertus (D'ORBIGNY)
Cyclammina acutidorsata (HANTKEN)
Karreriella cf.K.gaudryinoides (FORN.)
Martinottiella communis (D'ORBIGNY)
Robulus sp.
Nodosaria sp.
Chrysalogonium obliquatum (BATSCH)
Lagenodosaria cf.L.semicostata (COSTA)
Glandulina laevigata D'ORBIGNY
Elphidium sp.
Orthomorphina cf.O.challengeriana (THALM.)
Bulimina cf.B.jarvisi CUSHMAN & PARKER
Uvigerina sp.
Uvigerina flinti CUSHMAN
Ellipsoidina ellipsoides SEG.
Eponides umbonatus (REUSS)
Pullenia sp.

Globigerina ampliapertura BOLLI, vermutlich umgelagert
Globigerina officinalis SUBBOTINA
Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina angustiumbilikata BOLLI
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina tripartita tripartita KOCH, vermutlich umgelagert
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina falconensis BLOW
Globigerina concinna u.cf.G.concinna REUSS
Globigerina bulloides D'ORBIGNY

Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinoides trilobus altiaperturus BOLLI
Globigerinoides trilobus irregularis LE ROY
Globigerinoides bisphaericus TODD
Praeorbulina glomerosa (BLOW)
Praeorbulina transitoria (BLOW)
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN
Orbulina cf.G.bilobata D'ORBIGNY
Orbulina cf.O.universa D'ORBIGNY

Globorotalia opima nana BOLLI
Globorotalia cf.G.opima BOLLI
Globorotalia obesa BOLLI
Globorotalia aff.G.obesa BOLLI, Übergangsform zu Hastigerina siphonifera (D'ORB.)
Globorotalia mayeri CUSHMAN & ELLISOR
Globorotalia cf.G.peripheroronda BLOW & BANNER
Globoquadrina dehiscens praedehiscens BLOW & BANNER
Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS)
Globoquadrina langhiana CITA & GELATI
Globoquadrina altispira globosa BOLLI
Globoquadrina cf.G.altispira (CUSHMAN & JARVIS)
Hastigerina siphonifera (D'ORBIGNY)
Globigerinopsis sp.

Planulina renzi CUSHMAN & STAINFORTH
Cibicides mexicanus NUTTALL
Cibicides cf.C.pseudoungherianus (CUSHMAN)

Diese Fauna belegt ein Alter vom o b e r s t e n A q u i t a n bis zum U - B u r d i g a l. In den obersten 40 m der Suviana-Mergel am M.Gradi sind danach mit Sicherheit die Subzonen "Globigerinoides bisphaericus", "Praeorbulina glomerosa" und "Orbulina suturalis" enthalten. Es ist deutlich zu beobachten, wie vom Liegenden zum Hangenden die den angeführten Subzonen entsprechenden Entwicklungsstadien der Evolutionsreihe G.bisphaericus - O.suturalis (W.H.BLOW 1956) nacheinander durchlaufen werden. Die einzelnen Formen beginnen mit wenigen Exemplaren und erreichen schnell einen großen Individuenreichtum. Jedoch können die Grenzen zwischen den einzelnen Subzonen nicht genau ermittelt werden, weil aufgrund der nicht sehr guten Erhaltung der Fauna die taxonomisch wichtigen Mündungsverhältnisse zumeist nicht klar erkannt werden können. Aus dem gleichen Grund kann die Anwesenheit von O.universa in der obersten Probe nicht ausgeschlossen werden. Dort erreichen die Orbulinen ihr Maximum in den Suviana-Mergeln hinsichtlich Zahl und Größe (bis 1 mm Durchmesser).

3.2.5.2. Suviana-Sandstein

Der Sandstein setzt bei Suviana, Bargi und am M.di Baigno (Foto 1 auf Taf.IV) über den Mergeln schlagartig mit dicken Sandsteinbänken ein, die durchschnittlich 1,5 - 2 m erreichen, maximal etwa 4 m (Steinbruch am M.di Bargi). Demgegenüber erreichen die Interstraten nur 5 - 20 cm Dicke, können jedoch auch tektonisch ausgedünnt sein. In den östlichen Vorkommen (M.Gradi,Il Monte/Poggio di Rocca) beginnt der Sandstein mit geringeren Bankmächtigkeiten.

Die Kontakte sind stets gut aufgeschlossen und meist durch ein 1 - 2 cm dickes Kalkspatäderchen gekennzeichnet, das die tektonische Beanspruchung dokumentiert. Eine Besonderheit zeigt der Kontakt von Mergel und Sandstein im Flußbett unterhalb von Roncobillaccio. Die Mergel sind dort dem Sandstein vermittels eines 1,5 m mächtigen Brekzienhorizontes verbunden (Foto 2 auf Taf.IV). Der Sandstein setzt darüber mit einer dicken, grobkörnigen Bank ein, die eine Korngröße von etwa 1 - 2 mm aufweist und nur wenig Zement hat. In dem Brekzienhorizont sowie im unteren Teil der darüber befindlichen Sandsteinbank sind faustgroße Gerölle und Brekzien von Sandsteinen, Kalksandsteinen und hellen Kalkmergeln enthalten. Der Brekzienhorizont kann als "Slumping"-Bildung im Sinne von K.GÖRLER & K.-J.REUTTER (1968,S.502 ff.) gedeutet werden. Danach wäre bei der plötzlichen Ablagerung der mächtigen, groben Sandsteinbank der liegende, noch unverfestigte Mergel thixotrop geworden, was zu einer Rutschung geführt hätte (H.R.DOTT 1963: "Plastic Flow").

Der Suviana-Sandstein ist blaugrau im Bruch und wittert grau bis ockergelb an. Flyschmerkmale wie Strömungsmarken und Gradierung weisen auf seine turbiditische Entstehung hin. Seine häufig gleichmäßige mittlere Korngröße und seine Härte und Kompaktheit, die durch das karbonatische Bindemittel verursacht wird, machen ihn in Verbindung mit den großen Bankmächtigkeiten als Baustein begehrt. Er wird in verschiedenen Steinbrüchen (Poggio Castello, Il Monte/Poggio di Rocca) gewonnen.

Petrographisch ist der Suviana-Sandstein als S u b - g r a u w a c k e anzusprechen (F.J.PETTIJOHN 1957):

Schliff 166/64: M. di Bargi

Klastika: Ungerundete Quarzklastika (mittelkörnig); frische saure Plagioklase; Kalifeldspat, Mikroklin, Perthit; Glimmer (vorwiegend Muskowit, etwas Biotit); Chlorit, Glaukonit; Apatit, Epidot, Titanit, opakes Erz.

Matrix: Karbonatisches Zement mit etwas Detritus

Organische Reste: Globigerinen

Fossilien und Alter:

R.GHELARDONI et al. (1962) beschreiben bei Bargi Orbulina bilobata; bei der auf Abb.20 abgebildeten Form scheint es sich jedoch eher um Globigerinoides bisphaericus zu handeln. Am M.Gradi fanden die genannten Autoren O.universa. E.AMADESI (1967) zitiert aus seiner "Formazione del Brasimone" (Suviana-Sandstein) zwei Proben mit O.suturalis und O.universa.

Die vom Verf. gefundenen Faunen sind überwiegend planktonisch, zum Teil umgelagert. Es werden für die einzelnen Lokalitäten nur die wichtigen Formen angegeben, mit Ausnahme der Fauna vom M.Gradi, die vollständig aufgeführt wird.

Castello di Bargi

Probe 163/66:

Neben einer umgelagerten Oligozän-Fauna 2 Exemplare von Globigerinoides bisphaericus TODD.

Alter: O - A q u i t a n.

M.di Baigno

Probe 200/66:

Globigerina tripartita tripartita KOCH; G.ouachitaensis HOWE & WALLACE; G.praebulloides BLOW; Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY; G.trilobus trilobus (REUSS); G. bisphaericus TODD; Orbulina suturalis BRÖNNIMANN; O.cf.O. universa D'ORBIGNY.

Alter: U - B u r d i g a l.

Lago di Maria

Proben 170/64;65,66/67:

Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY;

G.trilobus trilobus (REUSS); G.bisphaericus TODD; Orbulina suturalis BRÖNNIMANN; O.cf.O.universa D'ORBIGNY; Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN,PARR & COLLINS); G. langhiana CITA & GELATI; Globorotalia scitula scitula (BRADY).

Alter: U - B u r d i g a l.

Poggio Castello,P.Sosparsa,P.Civitella,P.di Rocca, Il Monte,Bruscoli

In diesem zusammenhängenden (ausgenommen Bruscoli) Sandsteinvorkommen wurden zahlreiche Proben genommen, um eine sichere Korrelierung mit der Suviana-Serie gewährleisten zu können. Die unten zitierten Proben enthalten eine gleichförmige, schlecht erhaltene, individuen- und artenarme planktonische Fauna. In allen zitierten Proben fanden sich Orbulinen (O.universa und O.cf.O.universa). Deshalb kann es sich bei diesem Sandstein-Komplex dem Alter nach nur um Suviana-Sandstein handeln. Keineswegs ist eine Parallelisierung mit dem älteren Cervarola-Sandstein möglich, wie sie auf der neuen CARTA GEOLOGICA D'ITALIA Blatt 98 "Vergato" von 1970 vorgenommen wird (dort: "Macigno").

Proben 207,208,209,215/66	Poggio Castello
" 219,220,223/66	" Sosparsa,P.Civitella
" 250,254,255/66	Il Monte,P.di Rocca
" 256/66	Bruscoli

enthalten insgesamt:

Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE; G.cf.G.concinna REUSS; Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY; G.trilobus trilobus (REUSS); G.trilobus irregularis LE ROY; G.bisphaericus TODD; Orbulina suturalis BRÖNNIMANN; O.universa und O.cf.O.universa D'ORBIGNY; Biorbulina bilobata (D'ORBIGNY); Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS); G.altispira altispira (CUSHMAN & JARVIS); G.langhiana und cf.G.langhiana CITA & GELATI; Globorotalia opima nana BOLLI; G.obesa BOLLI; G.scitula praescitula BLOW; G.scitula scitula (BRADY); G.menardi praemenardi CUSHMAN & STAINFORTH; G.cf.G.fohsi CUSHMAN & ELLISOR; Hastigerina sp.

Alter: H ö h e r e s B u r d i g a l.

M.Gradi

Probe 266/66

stammt aus dem ersten Interstratum im Sandstein über dem Kontakt zu den unteren Mergeln und schließt an das Probenprofil in den Mergeln (Proben 259-265/66) an.

Rhizammina sp.
Cyclammina latidorsata (BORNEMANN)
Karreriella sp.
Miliioliden
Robulus sp.
Nodosaria longiscata D'ORBIGNY
Chrysalogonium tenuicostatum CUSHMAN & BERMUDEZ
Vaginulina cf.V.legumen (LINNE)
Lagena sp.
Lagenodosaria cf.L.semicostata (COSTA)
Elphidium crispum (LINNE)
Bolivina sp.
Ellipsoidina ellipsoides SEG.
Gyroidina girardana (REUSS) var.perampla CUSHMAN

Globigerina officinalis SUBBOTINA
Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinoides trilobus irregularis LE ROY
Globigerinoides bisphaericus TODD
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN
Orbulina cf.O.universa D'ORBIGNY
Biorbulina bilobata (D'ORBIGNY)

Globorotalia opima nana BOLLI
Globorotalia obesa BOLLI
Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN,PARR & COLLINS)
Globoquadrina langhiana CITA & GELATI

Hastigerina siphonifera (D'ORBIGNY)
Sphaeroidinellopsis sp.
Cibicides mexicanus NUTTALL
Cibicides cf.C.pseudoungherianus (CUSHMAN)

Alter: U - B u r d i g a l.

Nur wenige Exemplare von Orbulina universa konnten eindeutig bestimmt werden. Die meisten Individuen ließen aufgrund ihrer schlechten Erhaltung keine Mündungen erkennen (O.cf.O. universa). In den Proben enthaltene abgeflachte und gekielte Globorotalien zeigen an, daß der Suviana-Sandstein das h ö h e r e B u r d i g a l erreicht.

3.2.5.3. Obere Suviana-Mergel

An einigen Lokalitäten legt sich der Hangend-Olisthostrom nicht direkt auf den Suviana-Sandstein. Bei Suviana, am M.di Baigno und am Poggio della Sosparsa geht der Sandstein nach oben in einen Mergel-Horizont über. Auf der E-Seite des M.di Baigno ist der Übergang in die oberen Suviana-Mergel besonders gut aufgeschlossen. Sie werden dort

etwa 15 m mächtig (C.HEMMER 1966,Abb.30,S.71). Lithologisch gleichen die oberen Suviana-Mergel den unteren Mergeln.

Der Aufschluß am Poggio della Sosparsa enthielt folgende Fauna:

Probe 247/66:

Globigerina cf.G.concinna REUSS; Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY; G.trilobus trilobus (REUSS); G.bisphaericus TODD; Orbulina suturalis BRÖNNIMANN; Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN,PARR & COLLINS).

Alter:

Die Fauna zeigt nur O-Aquitan bis U-Burdigal an, jedoch müssen die Mergel jünger sein als der Sandstein und deshalb in das h ö h e r e B u r d i g a l gestellt werden.

3.2.5.4. Stratigraphisch-tektonische Deutung der Suviana-Serie in der Literatur und in der vorliegenden Arbeit

Gegen Ende des vorigen Jahrhunderts wurde häufig der "Macigno di Porretta" beschrieben und bereits in das Miozän gestellt (G.BIANCONI 1867;et al.). Dieser Name bezog sich besonders auf die Vorkommen von Suviana-Sandstein bei Porretta, schloß aber die übrigen Flyschsandsteine der Umgebung mit ein.

L.DAINELLI (1951) und G.MERLA (1957) stellen die Suviana-Serie zusammen mit dem nördlichen Bereich des Cervarola-Sandsteins zur Formazione Marnoso-Arenacea (Umbro-Markiden). Nach R.GHELARDONI et al.(1962) gehört der Suviana-Sandstein bereits zur Formazione Marnoso-Arenacea, während die Suviana-Mergel faziell zwischen "Macigno" und der Formazione Marnoso-Arenacea vermitteln sollen. Die hierfür gewählte Bezeichnung "Marne di Civago" ist unglücklich, da die entsprechenden Vorkommen bei Civago der Pievepelago-Formation (Cervarola-Basis,K.-J.REUTTER 1966) angehören.

R.NARDI (1964) nennt die Suviana-Mergel "Marne del Monte S. Michele". Bei T.LIPPARINI (1944) und E.AMADESI (1964) findet sich die Suviana-Serie als "Formazione di Porretta Terme". Auf Blatt 96 "Vergato" von 1970 der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA werden die nordöstlich des Castiglione-Sattels (Kap.3.4.) befindlichen Vorkommen von Suviana-Serie zum "Macigno" (Cervarola-Sandstein) gestellt.

1967 konstruiert E.AMADESI aufgrund seiner Faunenfunde ein Modell, das in der vorliegenden Arbeit widerlegt wird: Da AMADESI in den westlich vom M.Baigno gelegenen Vorkommen der Suviana-Serie nur ältere (oligozäne bis aquitane) Faunen als im Cervarola-Sandstein ("Macigno") findet,

betrachtet er dort die Suviana-Serie mit dem Modino-Sandstein (Sandstein der Cervarola-Basis-Serien) als zusammengehörig ("Gruppo di M.Modino-Porretta Terme"). Die jüngeren Faunen des Suviana-Sandsteins am M.di Baigno und der Vorkommen von Suviana-Serie östlich des Lago del Brasimone veranlassen ihn, diesen Teil der Suviana-Serie als "Formazione del Brasimone" abzutrennen. Seine beiden postulierten Serien sollen ursprünglich am SW-Rand des "Macigno"-Beckens über der Formazione di Ponte della Venturina (Sestola-Vidiciatico-Serie) abgelagert und später zusammen mit dieser in ihre heutige Position transportiert worden sein.

H.F.HEYMANN (1968) faßt die Suviana-Serie als laterales Äquivalent des Cervarola-Sandsteins auf, da sie nach seinen Faunenfunden gleichaltrig mit dem Cervarola-Sandstein ist.

Die vorliegende Arbeit belegt, daß sich in der Suviana-Serie die Normalsedimentation des Cervarola-Sandsteins fortsetzt (wie K.-J.REUTTER 1966 und G.v.STRUENSEE 1967 annehmen), nachdem diese durch Einschaltung der olisthostromatischen Sestola-Vidiciatico-Serie lediglich unterbrochen worden war:

Auf.69/70 (siehe auch Foto 1,Taf.III) sind bereits die sedimentären Kontakte des Cervarola-Sandsteins mit der Sestola-Vidiciatico-Serie beschrieben worden. Letztere geht im Hangenden sedimentär in die Suviana-Mergel über (S.82; Foto 2 Taf.III). Die einzelnen Schichtglieder der Suviana-Serie (untere Mergel, Sandstein, obere Mergel) haben miteinander ebenfalls sedimentäre Kontakte. Im E des Arbeitsgebietes ist durch die faunistischen Altersdatierungen auch eine zeitliche Abfolge vom Cervarola-Sandstein zur Suviana-Serie gesichert (S.75 u. 85).

Im W des Untersuchungsgebietes sind die Faunen im Cervarola-Sandstein (SW Baigno,S.73) und in der Suviana-Serie (Bargi,S.87) gleichaltrig. HF.HEYMANN (1968) beschreibt in beiden Serien ebenfalls altersgleiche Faunen (Orbulinen). Die Unterbrechung der kontinuierlichen Normalsedimentation zwischen den genannten Serien infolge Einschaltung der

olisthostromatischen Sestola-Vidiciatico-Serie entsprach im W demzufolge einem Zeitintervall, der kürzer war als die Lebensdauer einer subzonalen Faunengemeinschaft (vgl. S.78).

Es bleibt das Phänomen zu erklären, daß einige westliche Vorkommen der Suviana-Serie ältere Faunen erbrachten als die östlichen. Die Aufteilung der Suviana-Serie in zwei verschieden alte Serien ist dadurch sicher nicht gerechtfertigt, weil sie, abgesehen vom chronologischen Gesichtspunkt, sonst völlig einheitlich ist, wie auch E.AMADESI (1967) bestätigt.

Da die älteren Faunen stark umkristallisiert und schlecht erhalten sind, muß mit Umlagerungen gerechnet werden. Die autochthone Fauna könnte durch die stellenweise intensive tektonische Durchbewegung der Serie vernichtet worden sein (vgl.Kap.3.4.) . Sie war zum Zeitpunkt der Beanspruchung möglicherweise noch nicht umkristallisiert und daher im Gegensatz zu der allochthonen Fauna mechanisch nicht so widerstandsfähig.

Gut erhaltene und reiche autochthone Faunen sind besonders an Lokalitäten zu finden, die sich durch einen höheren Karbonatgehalt auszeichnen (z.B. M.Gradi). Evtl. sind sie nur dort fossilisationsfähig. Andererseits erfüllten die Flyschtröge vermutlich nicht an allen Orten die ökologischen Voraussetzungen für ein Milieu, in dem eine empfindliche hochplanktonische Fauna lebensfähig ist (höherer Karbonatgehalt entspricht wärmerem Wasser).

Möglicherweise können also im Falle der Suviana-Serie die Ursachen für die unterschiedlichen Altersdatierungen in der Problematik der mikropaläontologischen Altersbestimmung selbst zu suchen sein.

Andererseits gilt die im Nordapennin allgemeine Beobachtung, derzufolge die Flyschsandsteine generell nach SE jünger werden (jüngere Faunen enthalten), auch für die Suviana-Serie. Als Erklärung dafür läßt sich ein echter Zeiteffekt dann heranziehen, wenn man eine in südöstlicher Richtung fortschreitende Eintiefung und Sedimentauffüllung

der Flyschtröge (Richtung der Strömungsmarken) annimmt.

3.2.6. Hangend-Olisthostrom

Die Sedimentation der Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) schließt nach oben mit einem "Hangend-Olisthostrom" ab. Er ist der Suviana-Serie nördlich vorgelagert und entsprechend dieser im Untersuchungsgebiet in zwei einander parallelen Streifen zu finden (siehe geol.Karte). Die Mächtigkeit kann einige 100 m erreichen. Seine Hauptmasse besteht aus Palombino-Argille, die den Sestola-Vidiciatico-Argille lithologisch gleichen (vgl.litholog.Beschreibung S.76). Wo die Suviana-Serie fehlt, vereinigen sich Sestola-Vidiciatico-Serie und Hangend-Olisthostrom. Die Unterscheidung kann dann nur schematisch erfolgen (vgl.S.78). Im Vergleich zur Sestola-Vidiciatico-Serie enthält der Hangend-Olisthostrom im Untersuchungsgebiet aber größere und zahlenmäßig mehr Olistholithe.

Fossilien und Alter:

Die Kalkbänke erbrachten allochthone Faunen des Neokoms und Cenomans, wie sie schon aus den Sestola-Vidiciatico-Argille beschrieben wurden (S.72). Der Zeitpunkt der Platznahme des Hangend-Olisthostroms auf der Suviana-Serie (höheres Burdigal) dürfte im o b e r e n B u r d i g a l liegen.

Nahe Firenzuola (Prov.Firenze) verzahnen sich Argille Scagliose mit unteren Partien der Formazione Marnoso-Arenacea (Umbro-Markiden), die ebenfalls etwa O-Burdigal-Alter haben. Es könnte sich deshalb um den Hangend-Olisthostrom handeln, der dort in sedimentäre Beziehung zur Umbro-Markischen Fazies tritt (P.GENTZ 1970).

3.2.7. Olistholithe des Hangend-Olisthostroms

3.2.7.1. Brasimone-Serie

Zu beiden Seiten der Staumauer des Lago del Brasimone ist der tektonische Kontakt dieser Serie mit dem Castiglione-Sandstein (Kap.3.4.) gut zu beobachten. Sie begleitet den Castiglione-Sattel entlang der Straße

Brasimone-Zanchetto auf etwa 1,5 km Länge mit einer Mächtigkeit zwischen 50 und 100 m.

Die Brasimone-Serie ähnelt vom Sedimenttyp her den Argille Scagliose, weist aber einige Unterschiede zu den Palombino-Argille des Hangend-Olisthostroms auf. Eine Auflösung in Schlammströme fand kaum statt, vielmehr ist der Schichtverband der Serie gut erhalten. Sie befindet sich als olistholithischer Komplex (wegen ihrer räumlichen Ausdehnung besser: Gleitmasse) in den Palombino-Argille des Hangend-Olisthostroms und ist als verfaltetes Gesteinspaket zwischen Olisthostrom-Argille und Castiglione-Sandstein eingeklemmt.

Der lithologische Unterschied zu den Palombino-Argille besteht in einer Vormacht kompetenter Lagen. Bei Brasimone sind gradierte braune Sandsteinbänke von 10-30 cm Mächtigkeit mit etwas geringer mächtigen hellen Kalken und braunen bis schwarzen tonigen Interstraten von nur wenigen cm Dicke vergesellschaftet (Foto 1,Tafel V).

Fossilien und Alter:

Die Kalklagen erbrachten eine Fauna des C e n o m a n s :

Schliff 222/67 Brasimone S a n d i g e r K a l k a r e n i t

Heterohelix sp.; Globigerina sp.; Rotalipora sp.

An der Straße Brasimone - Serra del Zanchetto nahe C.Casselina befindet sich ein Geländeanriß, der im cm-Bereich gebankte siltige und mergelige Tone zeigt. Dieser Aufschluß ist als normalsedimentäre Einschaltung in der Brasimone-Serie zu deuten, wie aus der geschlämmten Fauna hervorgeht:

Probe 114/64 Casa Casselina

Cyclammina sp.; Tritaxia sp., Nodosaria sp., Lagena aspera REUSS, Chrysalogonium tenuicostatum CUSHMAN & BERMUDEZ, Stilostomella nuttalli CUSHMAN & JARVIS, Nodosarella subnodosa GUPPY, Gyroidina sp., Globigerina cf.G.tripartita KOCH.

Alter: O l i g o z ä n bis A q u i t a n.

3.2.7.2. Sandstein von La Storaia

Südlich Ponte di Rasora, an der Straße Castiglione dei Pepoli - Montepiano, entstand bei einem Villen-Neubau ein mehrere m hoher Straßenanriß. Dort wechseln tonige Lagen mit 2-12 cm starken Kalksandsteinbänkchen, die im Anschlag blaugrau sind und ocker- bis rostbraun anwittern. Sie sind gradiert, laminiert und enthalten kleine Unterflächenstrukturen.

Dieses Vorkommen kann der Brasimone-Serie angehören oder dem Olistholith vom Ponte di Rasora (s.unten) gleichgestellt werden, der ähnliche Sandsteine enthält.

3.2.7.3. Olistholith vom Ponte di Rasora (Buntschiefer)

Direkt an der Grenze von Emilia und Toskana bei Rasora ragt aus den Olisthostrom-Argille ein großer Gesteinsblock, der eine etwa 25 m hohe Steilwand bildet. Er enthält mehrere Schichtglieder, die miteinander sedimentär verbunden sind. Die unteren 15 m bestehen u.a. aus einer dem Ostia-Sandstein (Kap.3.5.2.4.) gleichenden Wechselfolge von 5-15 cm dicken, gradierten und mit Unterflächenstrukturen versehenen Sandsteinbänken und schwarzgrauen Tonen. Darin eingeschaltet sind ein 5 m mächtiger siltiger und glimmeriger Kalkmergel-Horizont sowie 0,5-2 m grauschwarze und rote Tone (Buntschiefer,Kap.3.5.2.3.).

Im Hangenden folgt eine 10 m mächtige ungebankte und stark geklüftete Sandsteinmasse. Der Sandstein ist gebleicht und von mittlerem Korn. Er enthält große grüne Kaolin-Augen (zersetzte Feldspäte) und Biotitlagen.

Für die Altersdatierung ist ein mehrere cm mächtiges Fossilschutt-Bänkchen von Interesse, das in dem Kalkmergel-Horizont angetroffen wurde und sich durch eine reiche Fauna auszeichnet:

Schliffe $221_{1-3}/67$ Rasora F o s s i l s c h u t t - b r e k z i e

Radiolarien (Spumellarien); Calpionella alpina LORENZ; Globigerina sp.; Globigerinelloides sp.; Rotalipora sp.; Praeglobotruncana sp.; Planomalina buxtorfi(GANDOLFI).

Alter: C e n o m a n , n e o k o m e n mit einem umgelagerten Anteil.

Aufgrund des cenomanen Alters und der typischen Vergesellschaftung von Buntschiefern mit Sandsteinen vom Typ Ostia wird der Olistholith vom Ponte di Rasora zur emilianischen Buntschiefer-Serie (Kap.3.5.2.3.) gestellt.

3.2.7.4. Kalk von Suviana

Auf der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, Blatt 98 "Vergato" (1970) ist der Kalk von Suviana als paläozäner bis untereozäner Alberese eingetragen. E.AMADESI (1964) beschreibt ihn als "zolle inglobate, prevalenza della facies calcarea". R. GHELARDONI et al. (1962) halten ihn für Palombino-Kalke in etwas mächtigerer Ausbildung. Das Vorkommen des Kalkes beschränkt sich auf die Aufschlüsse unterhalb der Staumauer von Suviana. Er erreicht einige 10 m Mächtigkeit und ist dort mit sedimentären Kontakten in die Argille des Hangend-Olisthostroms eingebettet (C.HEMMER 1966,Abb.17,S.44). In der Nähe der Argille schalten sich zwischen die Kalkbänke Tonlagen ein, die den sedimentären Übergang dokumentieren. Deshalb kommt dem Suviana-Kalk ein normalsedimentärer Charakter zu. Er wurde vermutlich auf den Olisthostrom sedimentiert, während dieser im Vordringen begriffen war (vgl. S.80 und K.GÖRLER & K.-J.REUTTER 1968,S.500).

Ein Schichtstoß des Kalkes von Suviana beginnt zumeist mit einer 0,5-1 m mächtigen harten und gradierten Sandkalkbank, die auf der Unterseite Wurmspuren trägt, jedoch keine Strömungsmarken erkennen läßt. Auf diese Bank folgen einige m harter, splittriger heller und blaugrauer Kalke vom Typ Majolica bis Palombino. Sie erreichen 10-30 cm Bankmächtigkeiten und sind in der Regel nicht durch tonige Interstraten voneinander getrennt. Jedoch kann vor dem nächsten Schichtstoß eine Tonlage einsetzen.

Der Kalk von Suviana erweist sich im Dünnschliff als feinkörniger Sandkalk bis feinkörniger sandiger Kalkarenit oder, nach R.L.FOLK (1962), I n t r a m i k r i t bis B i o m i k r i t.

Schliffe $42_{a-g}/63$, 245/67

Feinkörnige Karbonat- und Quarzklastika, Feldspäte, etwas Glimmer, Apatit, opakes Erz (Pyrit); authigene Quarze.

Matrix: Karbonatisch.

Fauna: Kleinwüchsige, dünnschalige Globigerinen vom Typ des untersten Paläozäns, die z.T. andeutungsweise perforierte Schalen erkennen lassen.

Alter: Wegen des Fehlens von Globotruncanen und Globorotalien kommt das u n t e r s t e P a l ä o z ä n infrage (Globigerinenzone nach V.POKORNY,Bd.I 1958).

Nach H.RISCH (FU Berlin, pers.Mitt.) gibt es auch im Alb einen Horizont, in dem nur kleinwüchsige Globigerinen auftreten.

3.2.7.5. Alberese von Porancé

Die Ortschaft Porancé liegt auf einer überkippten Alberese-Platte von 0,3 km^2 Größe und etwa 50 m Mächtigkeit. Der Alberese von Porancé unterscheidet sich vom Suviana-Kalk vor allem durch dicke, miteinander wechselnde Sandkalk- und Kalkmergel-Pakete. Dadurch bekommt er Ähnlichkeit mit dem unteren Alberese der Cantiere-Monghidoro-Serie (Kap. 3.5.3.4.). Vielleicht deshalb wird er bei E.AMADESI (1967) und auf der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, Blatt 98 "Vergato" (1970) zu dieser Serie gestellt.

Die ocker bis rostbraun anwitternden Sandkalk-Horizonte sind nahe der Basis gradiert und haben Freßbauten auf den Unterseiten. Sie erreichen etwa 5 m Mächtigkeit und sind schichtparallel in 20-30 cm dicke Platten geklüftet (C. HEMMER 1966,Abb.18,S.45). Die Klüftung erstreckt sich auch auf die Kalkmergel, verwischt deren Schichtung aber nicht ganz. Diese splittern in polyedrische Körper. Sowohl im frischen als auch im angewitterten Zustand zeigen sie weißgelbe Farben.

Eine am Wege nach Porancé aufgeschlossene gradierte Kalkarenit-Bank enthielt eine reiche Fauna:

Schliffe $16_{1-4}/63$ aus dem unteren Teil der Bank, kalkarenitische F o s s i l s c h u t t b r e k z i e

Schliff 111/64 Mitte der Bank
F o r a m i n i f e r e n -
B i o m i k r i t (R.L.FOLK 1962)

Fauna: Bruchstücke von Hippuriten; Bryozoen, Lithothammien; Miscellanea sp.; umgelagerte Globotruncanen; Globorotalia (Akarinina) sp.; Globorotalia (Truncorotalia) sp.;

Alter: O b e r - P a l ä o z ä n
(Bestimmung H.HAGN, München).

E.AMADESI (1967) erwähnt eine oberkretazische Fauna.

In der Umgebung der Serra del Zanchetto stehen noch verschiedene kleinere Alberese-Vorkommen an, die zum Porancé-Alberese zu rechnen sind. Dort ist vorwiegend der Kalkmergel-Anteil entwickelt. Bemerkenswert ist ein s e d i m e n t ä r e r K o n t a k t mit dem O p h i o l i t h - Körper von Zanchetto. Der Übergangsbereich besteht aus einem etwa 20 m mächtigen Horizont von Ophiolithschutt-Sandsteinen. Es handelt sich um 5-30 cm mächtige grünliche, gradierte und laminierte Sandsteinbänke mit Lebensspuren auf den Schichtunterseiten.

Schliffe 229_{1-2}/67 Serra del Zanchetto
feinkörniger, feingeschichteter
O p h i o l i t h s c h u t t -
A r e n i t (Subgrauwacke nach
F.G.PETTIJOHN 1957)

Klastika: Mit den Längsachsen zur Schichtung eingeregelte feine Quarzkörner, frische Alkalifeldspäte und saure bis intermediäre Plagioklase; lagenweise angeordnete und eingeregelte Biotite (stark chloritisiert), etwas Muskowit; Hornblende-Reste, Chlorit; Apatit, Titanit, Spinell, opakes Erz (Pyrit, Maghemit).

Matrix: Karbonatzement mit Detritus (chloritreich).

Gefüge: Sedimentäre Paralleltextur.

Der Ophiolithschutt-Anteil wird durch Chlorit und chloritisierte Biotite repräsentiert. Diese verursachen die grüne bis braune Färbung.

Über den Ophiolithschutt-Sandsteinen setzen dicke Kalkmergel-Pakete ein. Im Abstand von etwa 10 m finden sich Einschaltungen 5-20 cm mächtiger geblätterter und stark durchgewitterter Sandsteinbänke. Bisweilen treten auch kalkarenitische Lagen auf, die eine vermutlich

umgelagerte Oberkreide-Fauna enthalten:

Schliff 230/67 Serra del Zanchetto
F o s s i l s c h u t t b r e k z i e

Globigerina sp.; Globigerinelloides sp.; Planomalina buxtorfi GANDOLFI; Rotalipora aff.R.apenninica (RENZ) und R.cf.R.turonica BROTZEN; Praeglobotruncana sp.; Globotruncana sp.

Alter: C e n o m a n, ? T u r o n

Wie der Faunenbefund von Porancé zeigt (S.97/98), ist der Porancé-Alberese jedoch mit P a l ä o z ä n zu datieren. Darauf weisen auch Brocken sedimentärer Ophiolithschutt-Brekzien hin, die auf den Hängen des Ophiolithkörpers vom Zanchetto zu finden sind und vermutlich aus dem Übergangsbereich Alberese - Ophiolith stammen. Sie enthalten Globigerinen des Paläozäns und repräsentieren die sedimentäre Aufarbeitung des Ophiolithkörpers zu diesem Zeitpunkt (vgl.S.98).

3.2.7.6. Ophiolith

Im Untersuchungsgebiet beschränkt sich der ophiolithische Anteil des Hangend-Olisthostroms auf den Ophiolithkörper an der Serra del Zanchetto, in dem verschiedene magmatische Gesteinstypen miteinander vergesellschaftet sind. Seine Hauptmasse besteht aus Serpentinit, der von Vegetation frei ist und deshalb schon von weitem zu erkennen ist. Er verwittert an der Oberfläche zu rundlichen Kuppen und Grushaufen, in die zahlreiche Erosionsfurchen eingegraben sind.

In dem Serpentinitgrus stecken die übrigen ophiolithischen Gesteine in Form von mehr oder weniger zersetzten Massen. Diese sind im einzelnen: Pyroxen-Prehnit-Fels (Gabbro), Prehnitfels (Anorthosit); Ophikalzit, Diabas, Brekzien.

Serpentinit, Pyroxen-Prehnit-Fels (Gabbro), Prehnit-Fels (Anorthosit):

Diese Gesteine sind räumlich und genetisch besonders eng miteinander verknüpft. Foto 2 auf Taf. V zeigt, in welcher Weise Massen und Bänder von Pyroxen-Prehnit-Fels (Gabbro) und Prehnit-Fels (Anorthosit) den Serpentinit durchsetzen.

Die Pyroxene erreichen mehrere cm Durchmesser. Hellgrüne metallglänzende Diallage sind typisch.

Nach A.RITTMANN (Catania,pers.Mitt.) ist die Entstehung und die heute vorliegende Anordnung der genannten Gesteine durch eine A u f s t i e g s d i f f e r e n z i a t i o n zu erklären. Danach hätte sich das ursprünglich einheitliche Peridotit-Magma beim Aufdringen entsprechend den physikalisch-chemischen Gesetzmäßigkeiten in einem bestimmten Bereich seines Aufstiegskanals in Schlieren lherzolithischer, gabbroider und anorthositischer Zusammensetzung gesondert. Als sekundäre, spät- bis postmagmatische Vorgänge wären danach noch Serpentinitisierung und Prehnitisierung erfolgt.

Mikroskopischer Befund:

Schliff 202/64 S e r p e n t i n i t.

Grobmaschiger Serpentin mit Maghemit-Ausscheidungen auf den Maschen; große, randlich korrodierte, aber frische Diallage mit deutlicher Zwillingslamellierung; zersetzte Orthopyroxene; Chromit; Maghemit.

Ausgangsgestein: L h e r z o l i t h.

Der Serpentin wäre danach unter Maghemit-Bildung aus Olivin entstanden.

Schliff 156/64 P y r o x e n - P r e h n i t - F e l s.

Der Plagioklas ist vollständig durch Prehnit verdrängt, der ein Mosaik bildet.
Vereinzelte große, randlich korrodierte, aber frische Diallage mit deutlicher Zwillingslamellierung. Die Bestimmung der Auslöschungsschiefe (c/g = 46°) ergab, daß es sich um einen eisenschüssigen Diallag, d. i. H e d e n b e r g i t, handelt. Außerdem etwas Chlorit.

Ausgangsgestein: G a b b r o.

Schliff 81/63 P r e h n i t f e l s.

Stammt aus einem Handstück, das die typisch helle, schwach grünliche Färbung des Gesteins zeigt und von grünen, mit Chlorit verheilten Klüftchen sowie von grünen Chloritnestern durchsetzt ist:

Mosaik von großen Prehnit-Kristallen mit beginnender Kornverzahnung und bunten Interferenzfarben bei richtiger Schliffdicke (20 mü);Chlorit auf Klüften und in Nestern; Karbonat, Chromit, Maghemit.

Ausgangsgestein: A n o r t h o s i t.

Die ehemaligen Plagioklase sind völlig durch Prehnit

verdrängt, ihre Kristalumrisse sind zugunsten des Prehnit-Mosaiks ausgelöscht.

Der Prehnitfels tritt teilweise als Brekzie auf, in der mehrere cm große Prehnitfels-Brocken mit Serpentin verkittet sind. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um ein A g g l o m e r a t (vgl. auch K.GÖRLER & K.-J.REUTTER 1964), das durch Brekzierung bei der Platznahme des Magmenkörpers entstand.

Ophikalzit

Der Serpentinit vom Zanchetto geht an der Westseite seines Vorkommens in einen Ophikalzit über. Dieser wittert grau bis braun an und erweist sich im frischen Bruch als ziegelroter Kalk mit grünen Serpentinnestern. Das Gestein ist von dicken Serpentinitadern durchsetzt und zeigt kontinuierliche Übergänge zum Serpentinit. Mit seinem Westrand steckt es in den Palombino-Argille des Hangend-Olisthostroms, die das Hüllgestein für die beschriebenen Olistholithe bilden.

Mikroskopischer Befund:

Schliff 153a/64 O p h i k a l z i t.
Mosaik von großen Karbonatkristallen mit verzahnten Kornrändern, daneben zurücktretend Serpentin, chloritisierte Pyroxenreste, Chlorit (Pennin), Maghemit.

Die Genese der Ophikalzite wird in der Literatur unterschiedlich erklärt. Nach J.CADISCH (1953) kommt u.a. tektonische Entstehung infrage. E.B.BAILEY & W.J.McCALLIEN (1953) leiten aus der innigen Karbonat-Serpentin-Vermengung im Raum von Ankara einen extrusiven Peridotit-Magmatismus ab. Nach K.GÖRLER & K.-J.REUTTER (1964) lassen sich viele Ophikalzite am besten auf ein Eindringen peridotitischen Magmas in die entsprechenden kalkigen Sedimente zurückführen. Auch ein primäres karbonatisches Magma wäre denkbar. F.SELIGMANN (pers.Mitt.) sieht für die Ophikalzite des Nordapennins eine postmagmatische Entstehung durch vadose Wässer als wahrscheinlich an. Danach würden die in karbonatreichen Sedimenten zirkulierenden $Ca(HCO_3)_2$ - haltigen Wässer am Kontakt von Serpentin/Nebengestein Ophikalzite aufbauen, unabhängig von der genetischen

Beschaffenheit des Kontaktes. Die Karbonat-Ausscheidung würde durch geringfügige Temperaturdifferenzen und minimale Bewegungen am Kontakt ermöglicht.

Diabas

Zwei Diabasblöcke, von denen der eine mehrere m^3 groß ist und der andere Hausgröße erreicht, finden sich als isolierte Vorkommen im Serpentinit. Es handelt sich dabei um ein sehr hartes und geklüftetes Gestein mit makroskopisch erkennbarem ophitischen Gefüge und großen idiomorphen Feldspat-Einsprenglingen. Mit bloßem Auge erscheint es völlig frisch, zeigt im Schliff aber einen recht hohen Zersetzungsgrad.

Schliff 154/64 D i a b a s.

Große idiomorphe basische Plagioklase, die stark saussuritisiert sind (Epidot,Zoisit,Albit); frische Diallage; große idiomorphe uralitisierte (grüne Hornblende) Pyroxene mit z.T. erhaltenen Pyroxen-Kernen. Die Kristall-Umrisse werden durch Maghemit nachgezeichnet. Neugebildete grüne Hornblende, Epidot, Maghemit.

Gefüge:

Panidiomorph-körnig, ophitisch.

Der Diabas kann als die vulkanitische Komponente des Ophioliths vom Zanchetto gedeutet werden. Seine Kontakte zum Serpentinit sind abrupt und dürften rein mechanisch sein. Wahrscheinlich wurde er in bereits erstarrtem Zustand bei der Exponierung des Ophiolith-Körpers vom Zanchetto mit aufgeschleppt.

Brekzien

Auf den Hängen und in den Erosionsrinnen des Serpentinits finden sich zwei Typen sedimentärer Brekzien. Die erste ist eine feinsandige und fossilführende gradierte Brekzie von rostroter Farbe. Sie entstammt vermutlich dem Übergangsbereich Ophiolith/Porancé-Alberese:

Schliff 225/67 O p h i o l i t h s c h u t t - B r e k z i e.

In eine dichte rotbraune (eisenschüssige) Grundmasse sind feinkörnige Klastika von Quarz, saurem Plagioklas und Kalifeldspat eingeschüttet.

Fauna: Großwüchsige Globigerinen mit dicker, grobperforierter Schale vom Typ G. linaperta FINLAY.

Alter: O - P a l ä o z ä n.
Damit ist der Zeitpunkt der submarinen Aufarbeitung des Ophiolith datiert.

Schliff 226/67 F o s s i l s c h u t t - B r e k z i e.

Entspricht dem Schliff 230/67 aus dem Porancé-Alberese und enthält eine umgelagerte Fauna des C e n o m a n s.
Es handelt sich wahrscheinlich um herabgefallene Brocken aus dem Porancé-Alberese, der im Hangenden des Ophioliths ansteht.

Der Ophiolith ist submarin aufgearbeitet worden und geht vermittels eines Ophiolithschutt-Horizontes in den ober-paläozänen Alberese von Porancé über. Im unteren Teil ist dieser 20 m mächtige Horizont makroskopisch nicht von einem Diabas zu unterscheiden; nach oben wird der sedimentäre Charakter dann immer deutlicher sichtbar.

Schliff 228/67 O p h i o l i t h s c h u t t - S a n d s t e i n aus dem unteren Bereich des Aufarbeitungs-Horizontes.

Dieser Schliff unterscheidet sich in seiner Zusammensetzung nicht vom Schliff 229/67 aus dem oberen Teil des Aufarbeitungs-Horizontes (S. 98).
Bei Betrachtung des Schliffes mit bloßem Auge sieht man die feine Schichtung mit beginnendem "convolute lamination". Außerdem sind zwei kleine synsedimentäre Störungen zu beobachten. Im E des Schliffes setzt die Sandsteinschüttung mit scharfem Kontakt über einem sehr feinkörnigen bräunlichen Bereich ophiolithischen Materials ein.

Nach Berichten von Einheimischen hat vor einigen Jahren ein Laien-Prospektor am Fuß des Ophiolithkörpers einen senkrechten, 40 m tiefen Stollen niedergebracht, der auf seiner ganzen Länge Ophiolith durchteufte und dessen untere Grenze nicht erreichte. Aus dieser Beobachtung ist zu erkennen, daß der Ophiolith sich noch erheblich in die Tiefe fortsetzt.

Seine sedimentäre Verknüpfung mit dem ober-paläozänen Porancé-Alberese läßt auf eine Exponierung zu diesem Zeitpunkt schließen, siehe dazu Kap. 5.7.

3.3. Monzone-Guzzano-Einheit (Unter-Einheit der Emilianiden I)

Unmittelbar nördlich der Grenze Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) / Emilianiden II (Cantiere-Monghidoro-Einheit) befinden sich in den Cantiere-Basis-Argille (Kap. 3.5.2.1.) Mergel und Sandsteine, die man entweder als tektonische Fenster und Klippen oder aber als Gleitmassen und Olistholithe auffassen kann. Es handelt sich dabei um die Mergel vom M. Monzone (Ober-Oligozän - Unter-Aquitan, vgl. Kap.3.3.1.) und den Sandstein von Guzzano (Ober-Aquitan, vgl.Kap.3.3.2.). Aus den Profilen (siehe Profiltafel) geht hervor, daß die isolierten größeren und kleineren Aufschlüsse eine zusammenhängende Gesteinsplatte von mehreren km^2 Größe repräsentieren, die z.T. von Cantiere-Basis-Argille verschüttet und von Störungen zerhackt ist. Die Monzone-Mergel bilden ihrer räumlichen Position und dem Alter nach das Liegende des Sandsteins von Guzzano. Kontakte sind nicht aufgeschlossen.

3.3.1. Mergel vom M. Monzone

Von F. SACCO wurden die Mergel 1892, 1923 und 1932/33 als "Macigno" kartiert. E. AMADESI stellt sie 1964 zusammen mit der Buntschiefer-Serie (Cenoman, Kap.3.5.2.3.) vom Molino Nanni als "zolle inglobate, prevalenza della facies marnosa" zu den "Terreni caotici ofiolitiferi". 1967 unterscheidet er die Mergel nicht mehr von den "Terreni caotici eterogenei". Auf dem neuen Blatt 98 "Vergato" der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA von 1970 erscheinen die Monzone-Mergel als "Formazione dell'Alberese" oberpaläozänen bis untereozänen Alters.

Die Mergel bauen den M. Monzone auf und nehmen dort fast 1 km^2 Fläche ein. Kleinere Vorkommen finden sich östlich vom M. Monzone und nordöstlich der Serra del Zanchetto. Am M. Monzone treten die Mergel schätzungsweise mit 100 bis 200 m Mächtigkeit auf. Sie sind vorwiegend von hellgrauer bis grünlicher Farbe und wittern ockergelb bis braun an. Wie die Scisti Varicolori (S.38) sind sie gut gebankt

(C.HEMMER 1966,Abb.33,S.77) und werden von dünnen Bänkchen unterschiedlichen Karbonat-, Silt- und Ton-Gehaltes aufgebaut, die im cm-Bereich miteinander wechseln. Im oberen Teil der Monzone-Mergel treten grobkörnige, gradierte und bisweilen kalkarenitische Turbiditbänke mit Strömungsmarken an den Unterseiten von meist 20 - 30 cm, maximal 1,5 m Mächtigkeit auf. Sie wittern rostbraun an und sind im Anschlag gelegentlich durch eine Ophiolithschutt-Beimengung schwach grün gefärbt.

Bemerkenswert ist ein kugelgestaltiger Tuffkörper von 2 m Durchmesser, der an einem Weganriß im Monzone-Mergel aufgeschlossen ist (Foto 2 auf Tafel VI). Das Gestein ist sehr leicht und brüchig und von ziegelroter bis weißlicher Farbe . Um den Tuffkörper hat sich im Mergel eine kugelförmige rotbraun imprägnierte Aureole gebildet, die am Kontakt Tuff/Mergel vermutlich durch postmagmatische eisenreiche Ausfällungen aus zirkulierenden Wässern entstanden ist. [x])

Schliff 58/67 Tuff, M.Monzone.
Eine dichte, rotbraun durchscheinende Grundmasse wird von Klüften durchsetzt, die mit Karbonat verheilt sind; etwas opakes Erz.

Vergleichbare kugelgestaltige Tuffkörper von etwa gleichem Durchmesser wurden in den Valpiana-Mergeln (Oligozän, Kap. 3.5.4.6.) nahe Vigo und in den Sestola-Vidiciatico-Argille (O-Aquitan,S.77) gefunden.

Fossilien und Alter:

Die Proben 180/64, 50-56/67 und 244/67 wurden in stratigraphischer Reihenfolge genommen. Ihr Fauneninhalt verändert sich vom Liegenden zum Hangenden bezüglich des Alters und einer etwaigen Evolution nicht. Insgesamt sind die folgenden Formen enthalten:

[x]) Beim Erhitzen des zurechtgeschnittenen und plangeschliffenen Schleifstückes auf der Heizplatte entwich der Gasinhalt des Gesteins mit hörbarem Dekrepitieren. Dadurch bildete sich zwischen Heizplatte und Schleifklotz ein "Luftkissen", auf dem der Schleifklotz sich über die Heizplatte bewegte.

Rhizammina sp.
Bathysiphon sp.
Ammodiscus incertus (D'ORBIGNY)
Glomospira charoides (JONES & PARKER) var.corona CUSHMAN & JARVIS
Glomospira gordialis (JONES & PARKER)
Ammolagena sp.
Lituotuba sp.
Haplophragmoides sp.
Ammovertella sp.
Trochammina sp.
Psammosiphonella sp.
Cribratina sp.
Thomasinella sp.
Cyclammina sp.
Cyclammina acutidorsata (HANTKEN)
Cyclammina latidorsata (BORNEMANN)
Vulvulina jarvisi CUSHMAN
Vulvulina pennatula (BATSCH)
Vulvulina spinosa CUSHMAN
Karreriella sp.
Marginulina sp.
Dentalina sp.
Nodosaria sp.
Nodosaria longiscata D'ORBIGNY
Chrysalogonium tenuicostatum CUSHMAN & BERMUDEZ
Lagena sp.
Lagenodosaria cf.L.semicostata (COSTA)
Uvigerina sp.
Stilostomella nuttalli (CUSHMAN & JARVIS)
Stilostomella paucistriata (GALLOWAY & MORREY)
Pleurostomella brevis SCHWAGER
Pleurostomella cf.P.alternans SCHWAGER
Nodosarella robusta CUSHMAN
Nodosarella subnodosa (GUPPY)
Valvulineria sp.
Gyroidina girardana (REUSS)
Gyroidina soldanii (D'ORBIGNY)
Eponides umbonatus (REUSS)
Eponides haidingeri (BRADY)
Pullenia quinqueloba (REUSS)

Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina officinalis SUBBOTINA
Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina tripartita rohri BOLLI
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerina unicava (BOLLI,LOEBLICH & TAPPAN)
Globigerina pera (TODD)

Globigerinoides trilobus primordius BLOW & BANNER
Globorotalia kugleri BOLLI
Globorotalia opima nana BOLLI
Globorotalia obesa BOLLI
Globorotalia sp.
Globotruncana sp. O-Kreide (umgelagert)
Globigerinatheka barri BRONNIMANN, M-O-Eozän(umgelagert)
Chilogümbelina sp.

Anomalina alazanensis NUTTALL
Anomalina grosserugosa (GÜMBEL)
Anomalina pompilioides GALLOWAY & HEMINWAY
Planulina marialana HADLEY
Cibicides mexicanus NUTTALL
Cibicides perlucidus NUTTALL
Cibicides pseudoungherianus (CUSHMAN)
Cibicides venezuelanus NUTTALL
Ostracoden

Alter: O - O l i g o z ä n bis U - A q u i t a n.
G.dissimilis stellt die Hauptmasse der planktonischen Formen. Aus der O-Kreide und dem Eozän fanden Umlagerungen statt, möglicherweise auch aus dem U-Oligozän. Die Fauna ähnelt der der Scisti Varicolori (vgl. Faunenliste S.40/41).

3.3.2. Sandstein von Guzzano

Die Ortschaft Guzzano liegt auf einem Sandsteinvorkommen von etwa 1 km^2 Größe und 150 bis 200 m Mächtigkeit. In der näheren Umgebung befinden sich noch drei kleinere Vorkommen, z.B. das vom Castello Angone westlich der Serra del Zanchetto.

Auf den Blättern 98 "Vergato" der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA von 1892-1933 und 1970 ist der Sandstein von Guzzano als "Macigno" dargestellt, ebenso bei E.AMADESI (1967), der auf S.21 schreibt: "Si tratta molto probabilmente di lembi di macigno".

Der Sandstein wird im unteren Teil von stark verfalteten Turbiditbänken gelblicher bis grünlicher Färbung aufgebaut, die sich durch einen hohen Karbonatgehalt auszeichnen. Gradierung und Strömungsmarken treten zurück. Zum Hangenden werden die Sandsteinbänke immer geringmächtiger und feinkörniger. Am Castello Angone bildet eine im cm-Bereich gebankte Folge von sandigen Kalkmergeln und feinkörnigen Kalksandsteinen den oberen Abschluß.

Schliff 160/64 f e i n k ö r n i g e r
K a l k s a n d s t e i n.

Feine Quarztrümmer, wenig Feldspat; Biotit, Glaukonit, Chlorit, opakes Erz.

Matrix: Karbonatisches Zement, etwas Detritus

Organische Reste: Globigerinen

Fossilien und Alter:

Der Sandstein von Guzzano zeichnet sich durch einen individuenreichen Muschel-Horizont aus. Die Muscheln konnten in einem Bergsturz südlich Guzzano abgesammelt werden. Es handelt sich um Steinkerne der Gattungen Cyprina, Lucina und Pholadomya. Wegen der schlechten Erhaltung der Schloßregionen waren keine genaueren Aussagen möglich. Jedoch bestehen die Steinkerne aus einem verfestigten Foraminiferen-Schlick, in dem planktonische Foraminiferen des O-Aquitans gesteinsbildend auftreten.

Direkt im Flußtal unterhalb Guzzano ist in den Sandstein ein größerer Foraminiferenschlick-Körper eingeschaltet, der ebenfalls planktonische Foraminiferen des O-Aquitans in gesteinsbildender Menge enthält. Von dort stammt die

Probe 56/63, sie enthält:

Rhizammina sp.
Textularia sp.
Vulvulina pennatula (BATSCH)
Vulvulina spinosa CUSHMAN
Karreriella sp.
Karreriella cf.K.gaudrynoides (FORN.)
Marginulina sp.
Nodosaria sp.
Chrysalogonium tenuicostatum CUSHMAN & BERMUDEZ
Saracenaria italica DEFR.
Lagena cf.L.gibbera BUCHNER
Nonion sp.
Bolivina sp.
Uvigerina auberiana D'ORBIGNY
Uvigerina barbatula MACFAD.
Uvigerina mexicana NUTTALL
Stilostomella curvatura (CUSHMAN)
Stilostomella nuttalli (CUSHMAN & JARVIS)
Stilostomella cf.S.verneuili (D'ORBIGNY)
Pleurostomella sp.
Nodosarella robusta CUSHMAN
Ellipsoidina ellipsoides SEGUENZA
Gyroidina soldanii (D'ORBIGNY)
Eponides abatissae (SELLI)
Pullenia sp.

Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina cf.G.concinna REUSS
Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY
Globigerinoides trilobus altiaperturus BOLLI
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS) sehr häufig
Globigerinoides trilobus irregularis LE ROY
Globigerinoides bisphaericus TODD sehr häufig
Globorotalia sp.
Globorotalia opima nana BOLLI
Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN,PARR & COLLINS)
Globoquadrina cf.G. langhiana CITA & GELATI

Planulina renzi CUSHMAN & STAINFORTH
Planulina marialana HADLEY
Cibicides cf.C.mexicanus NUTTALL
Cibicides pseudoungherianus (CUSHMAN)

Fischzähne, Echinodermenstachel, 1 Trachyleberidid (Ostracode)

Alter: O - A q u i t a n.

G.trilobus trilobus und G.bisphaericus bilden die Hauptmenge des Planktons.

3.3.3. Stratigraphische Zuordnung der beschriebenen Mergel und Sandsteine

Die Mergel vom M.Monzone haben fazielle und zeitliche Äquivalente sowohl in den Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) als auch in den Emilianiden II (Cantiere-Monghidoro-Einheit).

Die Sedimentation in den Emilianiden II ist während des zur Debatte stehenden Zeitraumes (O-Oligozän bis U-Aquitan) durch die Valpiana-Mergel (Kap.3.5.4.6.) gekennzeichnet, die als Einschaltung in Molasse-artigen Sedimenten auftreten und den Monzone-Mergeln lithologisch ähneln. Korreliert man die Monzone-Mergel den Valpiana-Mergeln, so müßte der Sandstein von Guzzano dem Molasse-artigen Sandstein von Loiano (O-Oligozän bis Aquitan, s.Kap.3.5.4.7.) im Hangenden der Valpiana-Mergel entsprechen. Im Gegensatz zu diesem hat der Sandstein von Guzzano aber keinen Molasse-Charakter, sondern Flysch-Charakter. Außerdem enthält er jüngere Faunen (O-Aquitan).

In den Emilianiden I finden sich als fazielle und chronostratigraphische Korrelate zu den Monzone-Mergeln die Pievepelago-Mergel (K.RENTZ 1971; et al.) sowie die Scisti Varicolori (Kap.3.2.2.4.) an der Basis des

Cervarola-Sandsteins. Lithologisch sind die Monzone-Mergel einem Sediment vergleichbar, das zwischen Pievepelago-Mergeln und Scisti Varicolori vermittelt. Stellt man sie zu den Emilianiden I, so müßten sie als Sediment eines faziellen Übergangsbereiches zwischen Pievepelago-Mergeln und Scisti Varicolori betrachtet werden. Ein solcher Faziswechsel ist im Untersuchungsgebiet anzunehmen (vgl.S.36).

Die am M.Monzone geschlämmte Fauna gleicht den oligozänen bis aquitanen Faunen der Scisti Varicolori. Im hangenden Sandstein von Guzzano finden sich die gleichen Faunen wie im Cervarola-Sandstein. Beide Sandsteine erreichen oberaquitanes Alter und ähneln sich lithologisch durch ihren Flysch-Charakter.

Aus den genannten Gründen neigt der Verf. der Annahme zu, daß die Mergel vom M.Monzone und der Sandstein von Guzzano der Cervarola-Basis und dem Cervarola-Sandstein zu korrelieren sind. Wie auf S. 68 ausgeführt wurde, entsprechen Teile des oberen Cervarola-Sandsteins (Steinbruch von Stagno) vermutlich dem nördlichen Trogrand der Emilianiden I. Monzone-Mergel und Sandstein von Guzzano befinden sich geographisch noch weiter nördlich von diesen Gesteinen und könnten deren Fortsetzung nach N sein. Die Mächtigkeitsreduzierung vom Cervarola-Sandstein (2 000 m am M.Calvi) zum Guzzano-Sandstein (150-200 m) wäre dann durch Abnahme der turbiditischen Sedimentation in Richtung auf eine Schwelle (Auskeilen) zu erklären, die den Emilianiden I - Trog im Norden begrenzte. Demgegenüber bliebe die Mächtigkeit der pelitischen Sedimentation (Scisti Varicolori: bis 100 m; M.Monzone-Mergel: 100-200 m) erhalten bzw. würde sie die Turbidite lateral ersetzen, was ebenfalls die Nähe einer Schwelle anzeigt.

Ähnliche Verhältnisse liegen im Gebiet des Futa-Passes vor. Dort ist die Mächtigkeit des Cervarola-Sandsteins auf 200 m reduziert (vgl.S.59), während die Pelite in seinem Dach und an seiner Basis stärker hervortreten.

Der M.Monzone, die Ortschaft Guzzano und der Futa-Paß liegen auf einem NW - SE - streichenden Gebietsstreifen, der mit der heutigen Grenze von Emilianiden I und

Emilianiden II identisch ist und der zwischen diesen beiden Faziesbereichen vermuteten Schwelle parallel verläuft. Monzone-Mergel und Guzzano-Sandstein könnten dann als die nördliche Randfazies der Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) gedeutet werden. Die starke Verfaltung der Turbiditbänke im unteren Teil des Guzzano-Sandsteins läßt auf eine synsedimentäre Rutschung der Sedimentmassen auf dem geneigten Trograng schließen.

3.4. Castiglione-Sandstein (Emilianisch - Umbro-Romagnolische Zwischeneinheit)

Castiglione dei Pepoli liegt am Nordrand eines 11 km langen und 3 km breiten Flyschsandstein-Sattels, der dem Cervarola-Sandstein nordöstlich vorgelagert ist und allseitig mit tektonischem Kontakt unter Palombino-Argille der Emilianiden I und der Emilianiden II abtaucht. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 1 000 m. Das Liegende ist nirgends aufgeschlossen.

Die typische Ausbildung des Sandsteins ist in einem 1 km nördlich Brasimone gelegenen Steinbruch zu beobachten (Foto 1 auf Taf.VII). Dort treten 1-2 m mächtige Kalksandsteine von mittlerem Korn und festem karbonatischen Zement auf, die im Anschlag blaugrau sind und ockergelb anwittern. Gradierung, Lamination und Strömungsmarken sind nicht sehr ausgeprägt. Die Interstraten sind nur wenige cm dick oder fehlen ganz. Sie können auch tektonisch ausgedünnt sein. Wegen seiner Härte, Kompaktheit und gleichmäßigen Körnung wird der Castiglione-Sandstein als Baustein gewonnen.

Petrographisch ist der Castiglione-Sandstein als S u b - g r a u w a c k e nach F.J.PETTIJOHN (1957) oder wegen seines hohen Karbonatgehaltes als I n t r a s p a r i t nach R.L.FOLK (1962) anzusprechen.

Schliff 157/64 Steinbruch nördlich Brasimone.

Klastika: Eckige Quarze, frische Feldspäte (saurer Plagioklas, Kalifeldspat, Mikroklin, Schachbrettalbit); Karbonatklastika; wenig Biotit; Chlorit, Epidot, Apatit, Titanit.

Matrix: Karbonatisches Zement, wenig tonige Substanz. Die Karbonatkristalle des Zements werden größer als die Klastika und füllen alle Hohlräume aus. Deshalb ist es nach

L.B.RUCHIN (1958) ein r e i c h e s p o i k i l i t i s c h e s Zement. Es ist mit etwa 50% am Aufbau des Gesteins beteiligt.

Der an der Nordseite des Sandsteins am westlichen Ortsende von Castiglione gelegene Steinbruch zeigt ein Phänomen, das bereits aus dem oberen Cervarola-Sandstein (Steinbruch von Stagno) beschrieben wurde (S.68). Es treten an den Bankunterseiten grobe "groove casts" wechselnder Richtung auf. Die Gesteinsbrocken, die diese Schleifspuren verursacht haben, stecken z.T. noch in den Bankunterseiten darin. Die wechselnden Strömungsrichtungen, die durch die "groove casts" angezeigt werden, können als Hinweise für die Nähe der primären (nördlichen) Begrenzung des Troges, in dem der Castiglione-Sandstein sedimentiert wurde, gedeutet werden. Danach würde das Sedimentmaterial, das den Castiglione-Sandstein aufbaut, von einer das Sedimentationsbecken im Norden begleitenden Schwelle stammen. In dem Bereich, der von dem Steinbruch westlich Castiglione repräsentiert wird, würde das Sediment aus der zunächst senkrecht zur Trogachse verlaufenden Schüttungsrichtung durch die NW-SE-verlaufende Strömung abgelenkt und längs der Trogachse verfrachtet werden (vgl.S.68).

Ein weiterer Hinweis auf die Nähe des Trograndes sind Kreuzschichtungen in den oberen Teilen einiger dicker Grauwackenbänke, ein sedimentologisches Phänomen, welches außerordentlich selten in turbiditischen Serien vorkommt. Außerdem treten in dem Steinbruch westlich Castiglione mitten in einer Turbiditbank 0,3 - 2 cm große, "puddingoid" verteilte Kristallingerölle (Quarze, Quarzite, saure Plutonite, Metamorphite) auf. Sie zeigen an, daß auf der vermuteten Schwelle Grundgebirge abgetragen wurde.

In die Turbiditbänke sind bisweilen Mergelslumps injiziert, die als Rutschungserscheinung ein Indikator für die Neigung des Meeresbodens sind.

Fossilien und Alter:

Die folgenden Proben stammen aus verschiedenen Lokalitäten im Castiglione-Sandstein. Sie enthalten eine rein planktonische, nicht sehr gut erhaltene Fauna:

Probe 159/64 Steinbruch 1 km nördlich Brasimone
" 228/66 nahe Valli, oberhalb Barragazza
" 234/66 Il Caldino
" 245/66 östl. der Autostrada, nahe der Galleria Citerna.

Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY; G.trilobus trilobus (REUSS); G.trilobus irregularis LE ROY; G.bisphaericus TODD; Praeorbulina glomerosa (BLOW); Orbulina cf.O. suturalis BRÖNNIMANN; Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN,PARR & COLLINS).

Alter: O b e r s t e s A q u i t a n .

Der bereits erwähnte Steinbruch westlich Castiglione gab außer den beschriebenen sedimentologischen Informationen

auch noch Aussagemöglichkeiten bezüglich der Widerstandsfähigkeit fossiler Mikrofaunen gegenüber mechanischen Beanspruchungen her.

In einem der Mergelslumps, die in den Turbiditbänken zu finden sind (s.S.112), war eine individuenreiche, relativ gut erhaltene planktonische Foraminiferen-Fauna enthalten. Demgegenüber sind in den normalen Interstraten die Faunen stets rar und schlecht erhalten. Dafür bietet sich folgende Erklärung an: Bei der Faltung des Flyschsandsteins werden die Interstraten zwischen den übereinandergleitenden Turbiditbänken ausgedünnt, und die enthaltene Fauna wird zerstört. Die Mergelslumps werden dagegen bereits im präbis früh-diagenetischen Stadium in die ebenfalls noch unverfestigten Turbidite injiziert. Nach der Diagenese ist der Mergelslump durch den umgebenden Turbidit gepanzert. Seine Fauna ist mechanischen Beanspruchungen nur noch in weit geringerem Maße ausgesetzt.

Die aus dem Mergelslump geschlämmte Fauna setzt sich wie folgt zusammen:

Probe 239/67 Steinbruch westlich Castiglione

Globigerinoides trilobus immaturus LE ROY; G.trilobus altiaperturus BOLLI; G.trilobus trilobus (REUSS); G.trilobus irregularis LE ROY; G.bisphaericus TODD; Praeorbulina glomerosa (BLOW), mit sichtbaren Mündungen; P.transitoria (BLOW); Orbulina suturalis BRÖNNIMANN; Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN,PARR & COLLINS); G.altispira globosa BOLLI; G.langhiana CITA & GELATI.

Alter: Oberstes Aquitan bis U - Burdigal.

3.4.1. Stratigraphische Position des Castiglione-Sandsteins

L.MADDALENA unterschied den Castiglione-Sandstein 1933 als erster von den übrigen Sandsteinen der Umgebung unter der Bezeichnung "Macigno", der von "arenarie e marne con calcari galestrini" (Cervarola-Sandstein und Suviana-Serie) überlagert werden sollte. Ebenso hält ihn T.LIPPARINI 1936 für "Macigno delle Toscanidi", während Suviana-Serie und Cervarola-Sandstein als "Flysch della falda liguride" beschrieben werden. Entsprechend diesen Vorstellungen halten L.DAINELLI (1951) und G.MERLA (1957) den Castiglione-Sandstein für eine nördliche Macigno-Antiklinale, die tektonisch von der Formazione Marnoso-Arenacea (Cervarola-Sandstein) überlagert werden soll.

Wie in älteren Arbeiten erscheint der Castiglione-Sandstein bei E.AMADESI (1967) und auf Blatt 98 "Vergato" der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA von 1970 zusammen mit dem Cervarola-Sandstein (Oligozän bis Aquitan, vgl.S.74/75), Teilen der Suviana-Serie (Ober-Aquitan bis Burdigal, vgl.S.85 u. 89), Teilen des Ostia-Sandsteins (Cenoman, Kap.3.5.2.4.) und Teilen des Monghidoro-Sandsteins (O-Kreide bis Paläozän, Kap.3.5.3.) als "Macigno".

Die Abbildungen in den Publikationen über den Eisenbahn-Tunnel zwischen Lagaro und Vernio (Galleria Transapenninica) auf der Strecke Bologna - Florenz enthalten widersprüchliche Darstellungen darüber, ob der zwischen Castiglione-Sattel und Cervarola-Sandstein befindliche Argille-Streifen (s.Geol.Karte) "in die ewige Teufe reicht" oder ob im Liegenden der Argille (Sestola-Vidiciatico-Serie) Castiglione-Sandstein und Cervarola-Sandstein zusammenhängen und eine einheitliche Serie bilden. Der Eisenbahntunnel ist heute ausgemauert und deshalb für geologische Untersuchungen nicht mehr zugänglich.

In der vorliegenden Arbeit wird der Castiglione-Sandstein als selbständige tektonische Einheit behandelt. Er unterscheidet sich vom Cervarola-Sandstein lithologisch, ist jünger als dieser und nimmt eine von diesem getrennte geographische Lage ein. Der Castiglione-Sandstein, der dem Cervarola-Sandstein nördlich vorgelagert ist, taucht nahe dem Futa-Paß nach SE tektonisch unter Cervarola-Sandstein ab. Im Streichen des Castiglione-Sandsteins liegt südöstlich des Futa-Passes ein langgezogener, schmaler Flysch-sandstein-Zug, der im N von der umbro-markischen Formazione Marnoso-Arenacea und im S vom Cervarola-Sandstein der Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) begrenzt wird. Dieser Sandstein-Zug wird von J.GROSSCURTH (1971,Manuskript) als "Castel-Guerrino-Sandstein" und von W.FREY (1969) als "Mandrioli-Sandstein" beschrieben.

Die lithologische Beschreibung durch W.FREY (S.31) entspricht z.T. der des Castiglione-Sandsteins in der vorliegenden Arbeit. Nach den von W.FREY auf S.32 angegebenen Faunen ist der Mandrioli-Sandstein gleichaltrig mit dem

Castiglione-Sandstein. Gleiche Faunen enthält auch der Castel-Guerrino-Sandstein von J.GROSSCURTH (1971), Manuskript).

Der Castiglione-Sandstein kann daher als westliche Fortsetzung des Mandrioli-Sandsteins bzw. Castel-Guerrino-Sandsteins aufgefaßt werden. W.FREY (1969) hält den Mandrioli-Sandstein für eine besondere Einheit, die fazieli zwischen Formazione Marnoso-Arenacea und Cervarola-Sandstein (M. Falterona-Sandstein) vermittelt und sich zeitlich mit beiden Serien überschneidet. Entsprechend kommt dem Castiglione-Sandstein des Untersuchungsgebietes die stratigraphisch-fazielle Stellung eines Übergangsbereiches zwischen Emilianiden I und Umbro-Markiden zu.

3.5. Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)

Diese Einheit reicht vom Passo della Raticosa (Straße Bologna - Florenz) bis zum Secchia-Tal mit einer Längserstreckung von 70 km (K.-J.REUTTER 1966). Sie überlagert im SE die Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) und im E die Umbro-Markiden (Formazione Marnoso-Arenacea) tektonisch. Im N ist sie durch jungtertiäre Molassen mit den Sedimenten der Po-Ebene verknüpft. Ihre Schichtfolge ähnelt z.T. der der Liguriden IIIa (Antola-Einheit, K.-J.REUTTER 1966). Nach K.-D.KRAMPE (1964) und K.RENTZ (1971) existieren im NW Übergänge zur Cassio-Einheit (Emilianiden IV).

Im Untersuchungsgebiet nehmen die Gesteine der Cantiere-Monghidoro-Einheit den gesamten Raum ein, der nördlich einer nach N konvexen sichelförmigen Linie mit den Endpunkten Lago di Suviana und Passo della Futa gelegen ist. Wie die geringe Zahl der Publikationen zeigt, wurde dieser Teil des Untersuchungsgebietes von den Geologen bisher wenig beachtet, da dort Palombino-Argille überwiegen, die zumeist als "indifferenziato caotico" abgetan wurden. Vielmehr zogen die Flyschsandsteine der südlich angrenzenden Emilianiden I und die im N vorherrschenden jungen Molasse-Gesteine das Interesse auf sich.

Namengebend für die Cantiere-Monghidoro-Einheit ist die Flyschsandstein-Platte von Monghidoro, die ihr westliches Äquivalent in dem ebenfalls sandigen Cantiere-Alberese hat und mit diesem durch laterale Übergänge verbunden bzw. synonym ist.

3.5.1. Überblick über die Schichtfolge

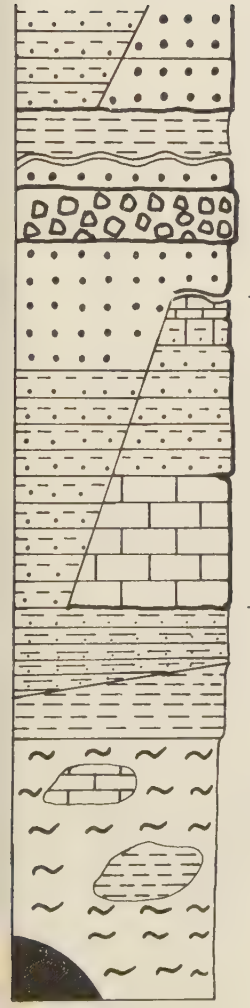
Die tiefsten bekannten Schichtglieder (Tithon bis Neokom) der Cantiere-Monghidoro-Einheit treten östlich des Untersuchungsgebietes am Sasso di Castro auf (P.GENTZ 1970). Dort sind Radiolarite und Majolica mit Diabasen vergesellschaftet.

Der Zeitraum vom Neokom bis zum Cenoman wird von mächtigen olisthostromatischen Palombino-Argille eingenommen, die als Olistholithe Ophiolithe und Brekzien, Cenoman-Mergel und Eozän-Alberese enthalten. Auf dieser großen inkompetenten Schiefermasse sind die jüngeren kompetenteren Serien zerschert und heute als Gleitmassen und Schuppen anzutreffen.

Die Schichtfolge setzt sich im Cenoman mit Buntschiefern und einem dünnbankigen Flyschsandstein, dem Ostia-Sandstein, fort. Darüber folgt mit mächtigen Turbiditen die Cantiere-Monghidoro-Serie. Sie umfaßt die O-Kreide und das Paläozän. Nach oben geht sie kontinuierlich in molasseartige Sedimente des O-Paläozän über, das sind im einzelnen der Sandstein von Riola, die Brekzie von Riola und der Sandstein von Vimignano (vgl.Säulenprofil). Als fazielle Differenzierung zu dieser Molasse-Entwicklung treten im Gebiet nördlich des Futa-Passes ober-paläozäne bis untereozäne Alberese als Hangendes der Cantiere-Monghidoro-Serie auf.

Das Eozän ist durch eine Schichtlücke charakterisiert. Die Sedimentation setzt erneut im Oligozän mit den Valpiana-Mergeln ein. Im Untersuchungsgebiet endet die Schichtfolge mit Molassen des Oligozäns bis Aquitans (Loiano-Sandstein und Sandstein von Monteacuto).

Abb. 9 - Schematisches Säulenprofil zur Schichtfolge der Cantiere-Monghidoro-Einheit, nicht maßstäblich.



Sandstein von Monteacuto Ragazza /

Loiano-Sandstein (beide O-Oligozän bis U-Aquitan)

Valpiana-Mergel (Oligozän)
Schichtlücke (Eozän)
Sandstein von Vigo (O-Paläoz.bis U-Eozän)

Brekzie von Riola (O-Paläoz.bis U-Eozän)

Sandstein von Riola(O-Paläoz.bis U-Eozän)

Alberese von Fratte(O-Paläoz.bis U-Eozän)
Oberer Alberese von LoStale (O-Paläozän)

Sandstein von Monghidoro (O-Kreide)
Undiff. Sandstein (links)

Unterer Alberese (Maastricht)

Ostia-Sandstein (Turon)

Buntschiefer-Serie (Cenoman, Turon)

Eozän-Alberese

Cenoman-Mergel

Basis-Argille (Neokom bis Cenoman)
Ophiolith (Tithon bis Neokom)

3.5.2. Cantiere-Basis-Serie

3.5.2.1. Palombino-Argille

Die Palombino-Argille nehmen den Norden des Untersuchungsgebietes ein mit Ausnahme der Flächen, die von den jüngeren Serien der Cantiere-Monghidoro-Einheit bedeckt sind. Sie überlagern den Nordrand der Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) tektonisch. Die Grenze ist nicht immer deutlich, weil dort in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Palombino-Argille der Cantiere-Basis die lithologisch sehr ähnlichen Argille der Emilianiden I (Sestola-Vidiciatico-Argille, Hangend-Olisthostrom, vgl.S.77 u.93) auftreten.

Jedoch heben sich die Cantiere-Basis-Argille durch ihre zumeist blaugrauen Farben von den häufig bräunlichen Farbtönen der Emilianiden I - Olisthostrome ab. Die Überlagerung der Emilianiden I - Olisthostrome durch die Palombino-Argille der Emilianiden II ist auch morphologisch zu erkennen. Außerdem sind an der Überschiebungslinie die Olistholithe (Ophiolithe und Brekzien, Kap.3.5.2.2.1.) der Cantiere-Basis-Argille angereichert und markieren diese in etwa so, wie Bojen eine in Gewässern verlaufende Grenze bezeichnen.

In früheren Arbeiten wurden die "Argille Scagliose" der Emilianiden I und II als einheitliche ligurische Decke angesehen (G.STEINMANN 1907, L.de LAUNAY 1907, u.a.), zumal der Begriff "Olisthostrom" (G.FLORES 1955) noch nicht bekannt war, mit dem die Überlagerung von jüngeren Gesteinen durch ältere Serien auch auf sedimentäre Weise erklärt werden konnte (siehe dazu S.27 und Kap.2.4.,S.13).

Zahlreiche Arbeiten des Geologisch-Paläontologischen Institutes der FU Berlin, insbesondere von K.-J.REUTTER & C.W. SAMES (1964), K.-D.KRAMPE (1964) und K.-J.REUTTER (1966) haben dann später gezeigt, daß der überwiegende Teil des sogenannten "Schiefer-Apennins" einem Emilianischen Faziesraum zuzuordnen ist und daß dessen Schiefermassen ("Argille Scagliose" s.l.) sich innerhalb dieses Faziesraumes auf die einzelnen tektonischen Einheiten verteilen lassen. Das sind im Untersuchungsgebiet die Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) und die Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II).

Im Bologneser Apennin wurden von T.LIPPARINI (1944) als erstem die lithologischen Unterschiede zwischen den Olisthostrom-Serien der Emilianiden I

("Marnoscisti grigio-verdi") einerseits und den Palombino-Argille ("Argille scagliose ofiolitifere") sowie den Buntschiefern ("Marnoscisti manganesiferi") der Emilianiden II andererseits bemerkt und auskartiert. Diese Unterscheidung wurde von G.v.STRUENSEE (1967) nachvollzogen.
H.F.HEYMANN (1968) schlägt für die Cantiere-Basis-Argille den neutralen Namen "Palombino-Argille" vor.
E.AMADESI (1964,1967) grenzt die Cantiere-Basis-Argille unter der Bezeichnung "Terreni caotici eterogenei" von den übrigen Olisthostrom-Serien (Sammelname: "Formazione di Ponte della Venturina") unrichtig ab. Ebenso wird auf Blatt 98 "Vergato" der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA von 1970 verfahren.

Die Palombino-Argille der Cantiere-Basis-Serie bestehen aus einer Wechselfolge von hellen bis blaugrauen Kalkbänken ("Palombino-Kalke") und wenig verfestigten, vorwiegend bleigrauen bis grünlichen Schiefertonen, die fein geschuppt sind und siltig oder mergelig werden können. In den Tonen finden sich bisweilen Pyrit-Konkretionen und Tütenmergel. Die Kalkbänke erreichen im Durchschnitt Mächtigkeiten von 10 bis 30 cm. Manchmal sind sie gradiert und dann sandig oder kalkarenitisch ausgebildet. Der Schichtverband ist meist zerstört, so daß die ehemaligen Kalkbänke heute als eckige, chaotisch angeordnete Bruchstücke in und auf den Schiefertonen liegen. Olisthostromatische Resedimentation sowie spätere diapirähnliche Tektonik und rezente Hangrutsche der Palombino-Argille können als Ursache dafür angesehen werden.

Typisch für die Cantiere-Basis-Argille ist ihr relativ hoher Gehalt an ophiolithischem Material, das in Form von Olistholithen oder sedimentären Horizonten vorliegen kann. 1 km südwestlich Ponte Locatello enthalten die Argille in unmittelbarer Nähe von großen Diabasblöcken und nicht weit von den angrenzenden Buntschiefern entfernt etwa 8 bis 10 cm dicke rote und grüne Ophiolithschutt-Lagen.

Schliff 126/67 — 1 km südwestlich Ponte Locatello, O p h i o l i t h s c h u t t - B r e k z i e .

In eine Karbonat-Matrix, die z.T. aus großen, mosaikförmig angeordneten Kristall-Individuen besteht, sind lagenweise Chlorit- und Maghemit-Aggregate eingeschaltet mit andeutungsweise erhaltenen Umrissen ehemaliger Pyroxene und Glimmer.

Das Sedimentationsbild der Cantiere-Basis-Argille gleicht mehr dem der Argille von Panna (Cervarola-Basis-Serie, S.26 ff.) als dem der höheren Olisthostrom-Serien der Emilianiden 1. Makroskopisch wie mikroskopisch unterscheiden sich die Palombino-Kalke der Cantiere-Basis-Argille kaum von den Kalklagen der obengenannten Serien (vgl. Schliffe $183_{a,b}/67$ auf S.29 und Schliff 205/66 auf S.77). Entsprechendes gilt für ihren Fossilinhalt.

Fossilien und Alter:

Die Pelite sind steril. Zusammen mit gelegentlich auftretenden Pyritknollen ist dies ein Hinweis auf euxinische Ablagerungsbedingungen (vgl.S.78). Demgegenüber sind in den Kalkbänken mitunter Faunen anzutreffen.

Schliff 235/67 westlich Mogne,
B i o m i k r i t .

Radiolarien (Spumellarien), Calpionella alpina LORENZ; Planomalina buxtorfi GANDOLFI, Globigerina sp.; Globigerinelloides sp., Rotalipora aff.R.apenninica (RENZ), Praeglobotruncana sp.

Alter: C e n o m a n.

Die Radiolarien und Tintinniden sind umgelagert und repräsentieren den Zeitabschnitt vom T i t h o n bis N e o k o m.

3.5.2.2. Olistholithe in den Palombino-Argille

3.5.2.2.1. Ophiolithe und Brekzien

Es treten sowohl rein magmatische Gesteine des Neokoms (Diabase etc.) als auch gemischte Ophiolith-Sediment-Brekzien jüngeren Datums auf.

Diabas und Serpentinit:

Aus den Cantiere-Basis-Argille ragen zahlreiche größere und kleinere Diabas-Blöcke heraus, die durch ihre rostrote Farbe und den fehlenden Bewuchs weithin zu erkennen sind. Bei Casa Calcinara, 2 km südwestlich Stanco, liegen Diabas-Blöcke auf einer Alberese-Platte der Cantiere-Monghidoro-Serie, die dort offenbar infolge der diapir-ähnlichen Tektonik der Argille hinaufgelangt sind. Sie enthalten

Kalkbrekzien vom Typ Majolica und können deshalb als Diabas-Randbrekzie (K.GÖRLER & K.-J.REUTTER 1964) interpretiert werden (vgl.S.23 ff.).

Häufig sind die Diabase serpentinisiert oder gehen in größere Serpentinit-Massen über. Da sie makroskopisch wie mikroskopisch den aus der Cervarola-Basis-Serie beschriebenen Diabasen gleichen (S.24,Schliff 138/67), wird hier auf eine detaillierte petrographische Beschreibung verzichtet.

Bei Bagnana, 1 km nördlich des M.Monzone, steht ein Serpentinit-Block an, der mit einem Gestein vom Typ der Diabas-Agglomerate (K.GÖRLER & K.-J.REUTTER 1964) vergesellschaftet ist. Dieses ähnelt makroskopisch einem Porphyr, weil es in einer roten Grundmasse große, eckige helle Aggregate zeigt. Letztere erweisen sich unter dem Mikroskop als Gesteinsbruchstücke:

Schliff 100/63 Bagnana, A g g l o m e r a t.

1.) Brekzien porphyritischer Zusammensetzung mit ophitischem Gefüge. Große Plagioklasleisten (intermediär); Alkalifeldspat (Sanidin, Albit); auf den Zwickeln Pyroxen und Titanit;

2.) ungerundete Brekzien umgestandenen Gesteinsglases.

Matrix: Besteht aus feineren Gesteinstrümmern, hauptsächlich zerbrochenen Plagioklas-Leisten (auch zonar gebaute Bruchstücke), Karbonat, Erz (Maghemit, Hämatit), Chlorit, Albit, Karbonat-Mandeln.

Das Auftreten von Pillow-Strukturen neben (Diabas-)Agglomeraten und (Diabas-)Randbrekzien verdeutlicht die unterschiedliche Platznahme der Magmenkörper. Diese erfolgte sowohl durch submarine Extrusion (Pillows) als auch durch Eindringen in bereits verfestigte Sedimentgesteine (Agglomerate und Randbrekzien). Letzteres geschieht nach F.SELLMANN (pers.Mitt.u.Diskussion) vermutlich nicht nur auf rein tektonische Weise, wobei der Magmatit während der Platznahme bereits erstarrt gewesen wäre, sondern im Sinne einer magmatischen Intrusion.

Da Diabase vom hier beschriebenen Typ am Sasso di Castro (Cantiere-Monghidoro-Einheit nach P.GENTZ 1970) und in der Cervarola-Basis-Serie (vgl.S.23 ff.) mit Radiolarit und Majolica (Tithon bis Neokom) verknüpft sind, kann der

Zeitpunkt ihres Aufdringens mit N e o k o m angegeben werden.

Gemischte Ophiolith-Sediment-Brekzien:

Brekzien dieser Art finden sich als große Blöcke (Olistholithe) entlang der 1,5 km nördlich Bargi verlaufenden Überschiebungsgrenze von Cantiere-Basis-Argille auf den Hangend-Olisthostrom der Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit). Ein weiterer, hausgroßer Block dieses Gesteins steht am Friedhof von Bruscoli an (Abb.2 auf Taf.VII).

Die Brekzien lassen weder Schichtung noch Gradierung erkennen. Sie enthalten in einer aus Serpentinitgrus und Sedimentmaterial bestehenden Matrix faust- bis kopfgroße ungerundete Brocken von hellen, Majolica-ähnlichen und dunkleren, Palombino-ähnlichen Kalken. Dünnschliffe dieser Kalke waren stets fossilleer. Außer den Kalken fanden sich noch schwarze Hornsteine, dünnbankige Sandsteine sowie Ton- und Mergelfetzen.

Die Entstehung der Gemischten Ophiolith-Sediment-Brekzien wird durch submarine Aufarbeitung der entsprechenden Sedimente und Ophiolithe erklärt (K.GÖRLER & K.-J.REUTTER 1964) und hat ihre Ursachen in orogenetischen Bewegungen des Untergrundes, verbunden mit einem Ophiolith-Vulkanismus.

Das in den beschriebenen Brekzien enthaltene Sediment-Material läßt sich der Majolica, den Palombino-Argille und dem Ostia-Sandstein (Cenoman, vgl.Kap.3.5.2.4.) zuordnen. Demzufolge kann die Brekzie nicht vor dem C e n o m a n entstanden sein. Dieser Zeitraum entspricht der "Paläo-Apenninen Phase" C.J.MIGLIORINI's (1945). Auch in anderen Gebieten des Nordapennins ist es im Verlauf dieser Orogenese zu Brekzienbildungen gekommen (K.GÜNTHER & K.-J. REUTTER 1966, K.GÜNTHER & W.WACHSMUTH 1969).

3.5.2.2.2. Cenoman-Mergel

Östlich und westlich der Straße von Castiglione dei Pepoli nach Sparvo sowie westlich Bruscoli sind in den Palombino-Argille der Cantiere-Basis-Serie Einschaltungen kalkiger

Mergel zu beobachten, die den Suviana-Mergeln nicht unähnlich sind und die außerdem auch noch für abgescherte Kalkmergel aus dem Cantiere-Monghidoro-Alberese gehalten werden könnten. Insbesondere aufgrund der cenomanen Fauna kommt ihnen jedoch eine Stellung als Normalsediment innerhalb der Palombino-Argille zu, das im Cenoman auf den Olisthostrom-Massen zur Ablagerung kam und bei deren weiterem Vordringen in Form von Olistholithen mitgeführt wurde (vgl.S.80 oben und K.GÖRLER & K.-J.REUTTER 1968,S.500).

Die Mergel sind siltig und durch ihren Kalkgehalt recht hart. Sie wittern weißlich bis ockergelb an und zeigen im frischen Bruch hellgraue bis blaugraue Farben. Durch die intensive Klüftung ist die Schichtung verwischt. Schätzungsweise erreichen die Mergel 50 m Mächtigkeit.

Fossilien und Alter:

Probe 251/66 nahe C.Morice

Globigerina amabilis LOEBLICH & TAPPAN; G.delrioensis (CARSEY); Globigerinelloides bentonensis (MORROW); Rotalipora appenninica (RENZ); Praeglobotruncana sp.

Alter: U - M - C e n o m a n
(Bestimmung H.RISCH,Berlin).

3.5.2.2.3. Eozän-Alberese

T.LIPPARINI beschreibt 1936 einen beim Bau der "galleria transappenninica" gefundenen Lutet-Kalk, der wohl dem Eozän-Alberese (C.HEMMER 1966: "Campore-Alberese") der vorliegenden Arbeit entspricht. Obwohl der Eozän-Alberese in bzw. auf den Palombino-Argille vorkommt, erscheint seine Zugehörigkeit zur Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II) nicht als gesichert. Möglicherweise handelt es sich um Gesteine der Sporno-Einheit (Emilianiden V, K.-J.REUTTER 1968). Dementsprechend wird der eozäne Alberese vom M.Canda, der nahe dem Passo della Raticosa (nordöstlich des Untersuchungsgebietes) zwischen der Emilianiden II-Decke und der umbro-romagnolischen Formazione Marnoso Arenacea eingeklemmt ist und dem Eozän-Alberese sehr ähnelt, von K.-J.REUTTER (1966,1968) zur Sporno-Einheit gestellt.

Da der Eozän-Alberese dem eozänen Alberese von Fratte

(Dach der Cantiere-Monghidoro-Serie, vgl. Kap. 3.5.3.7.) ebenfalls sehr ähnlich ist, könnten die hier systematisch als Olistholithe beschriebenen Vorkommen von Eozän-Alberese auch tektonische Klippen aus dem Dach der Monghidoro-Platte sein.

Vorkommen von Eozän-Alberese finden sich in den Palombino-Argille nordwestlich der Serra del Zanchetto, südlich des M.Fontanavídola bei C.Cámpore und nordöstlich des M.Fontanavídola. Weiterhin ist der Alberese als Blockschutt-Feld auf den Ostia-Sandstein-Flächen des M.Fontanavídola und als Schutt in den Tobeln des M.Monzone anzutreffen, in die er wohl infolge der Diapir-ähnlichen Tektonik der Palombino-Argille hineingelangt ist.

Der Eozän-Alberese ist sowohl an der Oberfläche als auch im Anschlag leuchtend weiß und deshalb weithin zu erkennen. Er besteht überwiegend aus dicken Kalkmergel-Paketen, die im Abstand von mehreren m gradierte, sandige Kalkarenit-Bänkchen und Fossilschutt-Brekzien enthalten. Die Fossilschutt-Brekzien sind auch leicht in den Alberese-Schuttfeldern des M.Montanavídola wiederzufinden. Typisch für die Schutt-Vorkommen des M.Fontanavídola und des M.Monzone sind weiße Kalkarenite, deren klastischer Anteil hauptsächlich aus Calpionellenkalk-Geröllen (Majolica) besteht (vgl. Schliffe 57,60/67). Bemerkenswert ist auch der Fossilreichtum. In den Fossilschutt-Brekzien treten reiche Großforaminiferen-Faunen auf, während die planktonischen Foraminiferen in den Kalkmergeln bisweilen gesteinsbildend sind.

Mikroskopischer Befund:

Schliff 193/64 M.Fontanavídola, feinsandige
F o s s i l s c h u t t - B r e k z i e .

In einer mikritischen Karbonat-Matrix befinden sich neben wenigen kleinen Quarzkörnern sowie etwas Chlorit und opakem Erz einige größere gerundete Kalkbrocken vom Typ Majolica. Außerdem zahlreiche ganze und zerbrochene Großforaminiferen und planktonische Formen.

Fossil-Inhalt: Cuvillierina eocenica ( ); Alveolina schwageri ( ); Asterocyclina cf.A. taramelli (MUNIER-CHALMAS); Discocyclina sp.; Nummulites sp. (nicht älter als Ilerd); Amphistegina sp.; Globigerina sp.; Globorotalia (Truncorotalia) vom Typ velascoensis bis aragonensis;

Globorotalia (Akarinina) d.aspensis- bis soldanoensis-Gruppe; umgelagerte mehrkielige Globotruncanen.

Alter: H.HAGN (München) und L.HOTTINGER (Basel) bestimmten unabhängig voneinander U - E o z ä n.

Schliff 63/67 M.Fontanavídola, F o r a m i n i f e r e n - B i o m i k r i t .

Globigerina sp.; Globorotalia (Akarinina) der aspensis- bis soldanoensis-Gruppe; Globorotalia (Truncorotalia) der velascoensis- bis aragonensis-Gruppe.

Alter: I l e r d (Bestimmung A.PAPP,Wien), das entspricht der "Zone G" A.v.HILLEBRANDT's (1962) des obersten Paläozäns.

Schliff 57_2/67 M.Monzone, F o s s i l s c h u t t - B r e k z i e.

In einer karbonatischen bis detritischen Matrix befinden sich eckige Quarz-, Feldspat- und Karbonat-Klastika.

Fauna: Zahlreiche ein- und mehrkielige umgelagerte Globotruncanen. A.PAPP (Wien) bestimmte noch typische Helenocyclinen des Dans.

Alter: U n t e r s t e s P a l ä o z ä n.

Schliff 57/67 M.Monzone / f e i n s a n d i g e r
" 60/67 M.Fontanavídola / K a l a r e n i t.

Klastika: Hauptsächlich gerundete bis eckige helle Kalkbrocken vom Typ Majolica, die etwa 1 mm Durchmesser haben und Radiolarien (Spumellarien) und Tintinniden (Calpionella alpina LORENZ) enthalten.
Außerdem Quarz, Kalifeldspat, Bruchstücke von Gneisen und sauren Magmatiten; etwas Chlorit, Maghemit, Titanit.

Fossilinhalt: Kleinwüchsige Nummuliten.

Alter: Vermutlich P a l ä o z ä n.

3.5.2.3. Buntschiefer-Serie

Das größte Buntschiefer-Vorkommen des Untersuchungsgebietes liegt nördlich Camugnano mit einer Fläche von etwa 6 km^2. Am M.Fontanavídola treten Buntschiefer als Einschaltung in Ostia-Sandstein (Kap.3.5.2.4.) auf. Von den kleineren Vorkommen sind noch das von Molino Nanni im Tal des Limentra di Treppio zu nennen und eine 1 km^2 große Buntschiefer-Masse 1,5 km nordwestlich Lagaro.

Die Buntschiefer-Serie wurde in älteren Arbeiten nicht von den "Argille scagliose" s.l. unterschieden. T.LIPPARINI (1944) trennt von dieser Sammel-Serie "Marnoscisti manganesiferi" ab, die z.T. der Buntschiefer-Serie entsprechen.

1961 wurde die Buntschiefer-Serie von K.-J.REUTTER im ligurischen Apennin stratigraphisch definiert und in das Cenoman bis U-Turon eingeordnet. Wie die zahlreichen Arbeiten des Geologisch-Paläontologischen Institutes der FU Berlin im Nordapennin später ergaben, sind die Buntschiefer ein charakteristisches Sediment des Emilianischen und des Ligurischen Faziesbereiches, das etwa im Zeitraum des Cenomans in allen emilianischen und ligurischen Einheiten — mit Ausnahme der Kalk-Ton-Einheit (Liguriden I) — auftritt (K.-J.REUTTER 1966,1968).

Im Untersuchungsgebiet wurde die Buntschiefer-Serie von E.AMADESI (1967,S.21-23,Abb.3 auf S.22) als "Marne basali" einer "Formazione di Camugnano" beschrieben, die aus 5 Schichtgliedern bestehen soll. Nach Beobachtung des Verf. der vorliegenden Arbeit bestehen die entsprechenden Vorkommen bei Camugnano aber nur aus drei Schichtgliedern, nämlich aus Buntschiefer-Serie, aus Ostia-Sandstein (Kap. 3.5.2.4.) und aus Monghidoro-Sandstein (Kap.3.5.3.). Auch treten die Buntschiefer keineswegs "basal" auf, sondern im Hangenden des Ostia-Sandsteins, der seinerseits auf Monghidoro-Sandstein überschoben ist (vgl.Geol.Karte). Diese Überschiebung wird von E.AMADESI als "gut sichtbarer stratigraphischer Übergang" bezeichnet. Die Lagerungsverhältnisse wurden offenbar aus Luftbildern rekonstruiert und falsch interpretiert, da AMADESI's Skizze Störungen enthält, die im Gelände nicht zu erkennen sind.

Auf Blatt 98 "Vergato" der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA von 1970 sind die wissenschaftlichen Forschungsergebnisse von E.AMADESI bezüglich seiner "Formazione di Camugnano" voll berücksichtigt worden!

Charakteristisch für die Buntschiefer-Serie sind rote und grüne feinschuppige Schiefertone. Daneben treten aber auch graue, schwärzliche und gelbe bis braune Farben auf. Die Schiefertone wechseln mit mergeligen und siltigen Lagen und sind im cm-Bereich gut gebankt. Auf den Oberflächen der Bänkchen finden sich häufig Manganoxyd-Überzüge ("Marnoscisti manganesiferi", T.LIPPARINI 1944).

Südlich Guerzano sind in den Buntschiefern 10 cm mächtige boudinierte grüne Kalklagen zu beobachten, die im Dünnschliff fossilleer waren. Grünliche Mergel und Mergelkalke von einigen dm Mächtigkeit sind ebenfalls typisch.

In der Nähe des Ostia-Sandsteins, der nördlich Carpineta und Camugnano das Liegende der Buntschiefer bildet,

entwickeln sich aus den siltigen Lagen kontinuierlich Kalksandstein-Bänkchen und quarzitische Lagen. Der Sandstein-Anteil der Buntschiefer-Serie verdeutlicht die fazielle Verwandtschaft mit dem Ostia-Sandstein.

Die Buntschiefer-Serie erreicht etwa 200 m Mächtigkeit.

Eine andere fazielle Ausbildung der Buntschiefer-Serie ist 1 km nordwestlich S.Giacomo anzutreffen. Dort ragt aus den Cantiere-Basis-Argille ein 15 m hoher Kalkfelsen heraus, der auf der topographischen Karte als "La Rocchetta" bezeichnet wird. Es handelt sich um einen hell anwitternden feinsandigen Mergelkalk, der reich an Pyrit, Chlorit und bituminöser Substanz ist. Im Schuttfächer der Rocchetta sind 10 cm dicke kalkarenitische Brocken häufig, die eine sandige Basis haben und im höheren Teil stark laminiert sind. Im Liegenden der "Rocchetta" stehen noch 15-20 m schwarze Schiefer an.

Fossilien und Alter:

In Schlämmproben fanden sich reiche, aber stratigraphisch wertlose Sandschaler-Faunen. Dagegen enthielten Dünnschliffe aus den Kalken der "Rocchetta" eine bestimmbare Fauna:

Schliff 229/66 La Rocchetta, B i o m i k r i t .
Radiolarien (Spumellarien); Calpionella alpina LORENZ; Heterohelix sp.; Globigerina sp.; Rotalipora cf.R.appenninica (RENZ).
Alter: Vermutlich C e n o m a n.

Die Altersbestimmung stimmt in etwa mit den Ergebnissen von H.F.HEYMANN (1968), G.v.STRUENSEE (1967), K.RENTZ (1971) et al. überein. Außerdem ergibt sich kein Altersunterschied zu den Cantiere-Basis-Argille. Die Buntschiefer-Vorkommen, die sich auf den Argille befinden, könnten daher dort normalsedimentär abgelagert worden sein. Wie die Cantiere-Basis-Argille enthalten die Buntschiefer umgelagerte Faunen des Tithons bis Neokoms.

3.5.2.4. Ostia-Sandstein

C.W.SAMES beschreibt 1963 in der Provinz Parma Ostia-Sandsteine als heterop zur Buntschiefer-Serie. Der Ostia-Sandstein ist wie die Buntschiefer-Serie ein charakteristisches oberkretazisches Sediment der Emilianiden und Liguriden (K.-J.REUTTER 1968, Taf.III). Von K.RENTZ (1967) wird dagegen in diesem Zeitraum im NW ein "Frassinoro-Sandstein" beschrieben, der nach K.-J.REUTTER (1968) dem Gottero-Sandstein der Liguriden III (Ligurische Ophiolith-Einheit) entsprechen soll.

Die Bezeichnungen "argilloscisti con interstrati arenacei" und "pseudomacigno" (F.SACCO 1891) beziehen sich teilweise auf den Ostia-Sandstein des Untersuchungsgebietes. Auf Blatt 98 "Vergato" der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1970) gehen entsprechend E.AMADESI (1967) die Ostia-Sandstein-Vorkommen bei Camugnano in der "Formazione di Camugnano" auf, während die Ostia-Sandsteine von S.Damiano und Trasserra zum Macigno geschlagen werden.

Kontakte:

Der Ostia-Sandstein entwickelt sich südlich S.Damiano in einem steilen, 10-15 m hohen Bachanriß kontinuierlich aus Cantiere-Basis-Argille durch Einschaltung dünner Silt- und Sandstein-Bänkchen. Über diesem Horizont befindet sich eine mehrere m dicke Turbiditbank, auf die dann normaler Ostia-Sandstein folgt. Südlich Camugnano und nördlich S.Damiano tritt der Ostia-Sandstein im Liegenden eines dickbankigen Grauwacken-Flysches vom Typ des Monghidoro-Sandsteins (Kap. 3.5.3.) auf. Kontakte sind hier nicht erkennbar. Dagegen gehen an der NW-Seite des M.Stanco dünnbankige Sandsteine vom Typ Ostia nach oben in dickbankigen Monghidoro-Sandstein über, der seinerseits im Hangenden Molasse-Charakter annimmt (Sandstein von Riola, vgl.Kap.3.5.4.3.).

Nördlich Camugnano hat der Ostia-Sandstein im Hangenden einen sichtbaren Übergang in die Buntschiefer-Serie. Laterale Übergänge zur Buntschiefer-Serie sind westlich Burzonella zu beobachten. Am M.Fontanavidola sind in den Ostia-Sandstein Buntschiefer eingeschaltet.

Die Beschreibung der Kontakte zeigt, daß im Osten des Untersuchungsgebietes offenbar eine Abfolge existiert, deren

Schichtglieder (vom Liegenden zum Hangenden: Palombino-Argille, Ostia-Sandstein, Monghidoro-Sandstein, Molasse-artige Serien) sedimentär miteinander verbunden sind. Im W des Untersuchungsgebietes bestätigt sich die Heteropie des Ostia-Sandsteins zur Buntschiefer-Serie (C.W.SAMES 1963).

Lithologischer Charakter:

Der Ostia-Sandstein besteht aus meist 5-10 cm mächtigen blaugrauen Kalksandstein-Bänkchen (Foto 1 auf Taf.VIII), die rotbraun anwittern. Die blaugrauen bis schwarzen Schieferton-Interstraten gleichen den Schiefertonen der Palombino-Argille. Auf den Unterseiten der Sandsteinbänke sind Freßbauten typisch. Strömungsmarken und Gradierung fehlen fast immer. Dagegen ist "convolute lamination" häufig zu beobachten. Gelegentlich treten dicke Turbiditbänke auf.

In dem Ostia-Sandstein-Vorkommen südlich Camugnano, das durch die Straße von Camugnano nach Guzzano aufgeschlossen ist, werden die Sandstein-Bänkchen 2-6 cm dick. Im Abstand von etwa 2 m sind 20-40 cm mächtige Kalksandstein-Bänke eingeschaltet. Nach oben ist eine allgemeine Mächtigkeitszunahme zu verzeichnen. Hierin mag man einen Übergang zum hangenden Grauwacken-Flysch vom Typ des Monghidoro-Sandsteins erblicken. Die Abfolge südlich Camugnano enthält noch eine 2-3 m mächtige Brekzienbank (Schliff 242/67, s.unten), die in einem sehr harten rotbraunen Zement neben ophiolithischem Material eckige Palombinokalk-Brocken und grüne Kalke vom Typ der Buntschiefer-Serie führt.

Mikroskopischer Befund:

Schliff 272/66 M.di Camugnano, feinkörniger, gradierter K a l k s a n d s t e i n.

Basis: Die unteren 3 mm sind als Subgrauwacke ausgebildet; kleine, eckige Quarzkörner, etwas Kalifeldspat; Chlorit, Pyroxen-Reste, opakes Erz; überwiegend karbonatische Matrix. Über diesem Horizont folgt mit scharfem Kontakt ein gradierter und im oberen Teil laminierter Bio-Intramikrit, der in einer dichten karbonatischen Grundmasse feine Quarzkörner und Foraminiferen enthält.

Fauna: Heterohelix sp.; Globigerina sp.; Globigerinelloides sp.; Rotalipora sp.; Praeglobotruncana sp.; Globotruncana lapparenti BOLLI; G.cf.G.lapparenti tricarinata(QUERAU).

Alter: T u r o n, unterstreicht die Stellung als

direkte Basis der Cantiere-Monghidoro-Serie.

Schliff 242/67 Camugnano, O p h i o l i t h s c h u t t-B r e k z i e,

enthält im Bereich des Dünnschliffes bis 3 mm große Brekzien, an der Basis der Bank Brocken von einigen cm Größe.

1. Gesteinsreste: Marmore, Glimmerschiefer, Gneis-ähnliche Metamorphite, Meta-Quarzite, Kalkbrocken mit idiomorphen Albit-Neubildungen (? Kontakt-Metamorphit); Quarzite, Sandsteine, Grauwacken, Majolica-ähnliche Kalke; saure Plutonite, saure Vulkanite.

2. Monomineralische Klastika: Große, eckige Quarze, etwas Kalifeldspat, Chlorit, Titanit, opakes Erz.

Matrix: Untergeordnet, wenig umkristallisierter Detritus.

3.5.3. Cantiere-Monghidoro-Serie

3.5.3.1. Literatur-Überblick

Für diese Serie existieren zwei Typlokalitäten. Von P. FAZZINI (1963) wird sie als oberkretazischer "Flysch arenaceo di M.Cantiere" beschrieben, von K.-J.REUTTER (1966) als "Cantiere-Alberese". G.MERLA (1957) bezeichnet den Komplex als "Arenaria di Monghidoro".

Der lithologischen Ausbildung zufolge kann sowohl ein Grauwacken-Flysch als auch ein Grauwacken-führender Kalk-Mergel-Flysch (Alberese) vorliegen. Um eine Benennung nach lithologischen Gesichtspunkten zu vermeiden und um außerdem den beiden Typlokalitäten Rechnung zu tragen, wird in der vorliegenden Arbeit die Bezeichnung "Cantiere-Monghidoro-Serie" verwendet.

Die über 200 km^2 große Flysch-Platte von Monghidoro erregte seit Beginn der dreißiger Jahre dieses Jahrhunderts das besondere geologische Interesse. Während F.SACCO (1934) den sandigen Teil der Monghidoro-Platte noch als "Macigno" kartierte und den darüber befindlichen Kalkmergel-Anteil für eozäne ligurische"Calcari marnosi o argillosi con Fucoidi" hielt, wurde die Monghidoro-Platte bereits von R.SIGNORINI (1938) sehr ausführlich beschrieben und als separate Einheit behandelt. SIGNORINI bemerkte, daß der größte Teil überkippt ist und daß der Kalkmergel-Horizont das stratigraphisch Liegende des Grauwacken-Horizontes darstellt. 1939 korrelierte er die Sandstein-Vorkommen von Castel di Casio und Camugnano mit dem "complesso arenaceo marnoso di Monghidoro".

Publikationen jüngeren Datums (J.C.MAXWELL 1959a,b; 1964;

K.J.HSU (1967) beschäftigen sich speziell mit dem tektonischen Mechanismus der Inversion eines Sediment-Paketes von den Ausmaßen der Monghidoro-Platte (vgl. TEKTONISCHER TEIL).

Schwermineral-Untersuchungen von G.GANDOLFI (1963) und P. GAZZI (1963,1965) zur Unterscheidung oder Korrelation von Flyschsandstein-Serien erstreckten sich u. a. auch auf die Flysch-Vorkommen von Monghidoro. Das Ergebnis beschreibt P.GAZZI (1965,S.109): "The order of appearance is uncomparable in different series.....".

Die kleineren Vorkommen von Cantiere-Monghidoro-Serie im Untersuchungsgebiet werden noch in neuesten italienischen Arbeiten fehlgedeutet. Sie sind bei E.AMADESI (1967) und auf Blatt 98 "Vergato" der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1970) zu finden als: "Formazione di Camugnano (? Paläozän)"; "Macigno (Oligozän bis Miozän)"; "Formazione di Loiano (U-Oligozän)"; "Formazione dell'Alberese (O-Paläozän bis U-Eozän)"; "Marne arenacee (O-Oligozän bis U-Miozän)".

3.5.3.2. Verbreitung, Gliederung und Mächtigkeit

Das Untersuchungsgebiet umfaßt die westliche Hälfte der über 200 km^2 großen Monghidoro-Platte, in der sich mehrere Schichtglieder unterscheiden lassen.

Die Cantiere-Monghidoro-Serie tritt außerdem noch als undifferenzierter Sandstein bei Camugnano, Trasserra und bei Burzonella im Hangenden des Ostia-Sandsteins auf. Diese Vorkommen könnten evtl. auch als dickbankig ausgebildeter Ostia-Sandstein interpretiert werden.

Südöstlich Riola und am M.di Stanco befindet sich undifferenzierter Sandstein im Liegenden der Molasse-artigen Sedimente.

Der Alberese nordwestlich Stalluccio kann dem unteren Alberese der Monghidoro-Platte parallelisiert werden.

Die Schichtglieder der Cantiere-Monghidoro-Serie im Untersuchungsgebiet sind im einzelnen:

3.5.3.7.	Hangend-Alberese von Fratte,	etwa 40 m
3.5.3.6.	oberer Alberese von Lo Stale	" 30 m
3.5.3.5.	mittlerer Sandstein	" 350 m
3.5.3.4.	unterer Alberese	" 450 m
3.5.3.3.	undifferenzierter Sandstein	50 - 150 m.

Vermutlich ist die volle Mächtigkeit der Monghidoro-Platte größer, als die Aufschlußverhältnisse erkennen lassen.

Mit über 1 000 m muß gerechnet werden. In den kleineren westlichen Vorkommen war die Mächtigkeit wohl primär reduziert. Die für das Monghidoro-Gebiet typische Dreiteilung der Cantiere-Monghidoro-Serie in unteren Alberese, mittleren Sandstein und oberen Alberese wird auch von K.RENTZ (1971) im "Cantiere-Alberese" (K.-J.REUTTER 1966) des Dolo-Tales beschrieben mit ähnlichen Mächtigkeitsverhältnissen und den gleichen Faunen (Oberkreide - Paläozän). Daraus folgt, daß der "Cantiere-Alberese" von K.-J.REUTTER (1966) nicht heterop zum "Monghidoro-Sandstein" (G.MERLA 1957) ist, sondern daß er mit diesem s y n o n y m ist.

Im Panaro-Tal ist ein unterer Alberese und ein oberer Sandstein entwickelt (H.F.HEYMANN 1968).

3.5.3.3. Undifferenzierter Sandstein

Die Vorkommen dieses Sandsteins entsprechen lithologisch dem unteren Bereich der Sandstein-Platte von Castel di Casio, die von G.v.STRUENSEE (1967) und von E.AMADESI (1964, 1967) beschrieben wurde.

Bei Castel di Casio, südöstlich von Riola sowie am M.di Stanco entwickeln sich aus dem Sandstein im Hangenden Molasse-artige Sedimente (Sandstein von Riola, vgl.Kap.3.5.4.3.). Nahe Camugnano und nördlich S.Damiano bildet der Ostia-Sandstein das Liegende. Hier sind jedoch die Kontakte nicht aufgeschlossen.

Die geringe Mächtigkeit und die einförmige Ausbildung des undifferenzierten Sandsteins als reiner Grauwacken-Flysch zeigen eine lokale fazielle Differenzierung gegenüber den Vorkommen des Dolo-Tales (K.RENTZ 1971) und denen von Monghidoro an.

Die lithologische Ausbildung des undifferenzierten Sandsteins ist in einer Steilwand unterhalb des M.di Camugnano gut zu beobachten. Schon aus größerer Entfernung heben sich gegen die blaugrauen bis schwarzen Schiefertone der Interstraten deutlich weißgelb anwitternde Sandsteinbänke ab. Sie werden durchschnittlich 10-40 cm mächtig. In größeren Abständen sind über 1 m dicke Turbiditbänke eingeschaltet.

Die dünneren Bänke zeigen im Anschlag einen dichten fein- bis mittelkörnigen Kalksandstein von blaugrauer Farbe, der in der Regel schlecht gradiert ist, aber Lamination und Freßbauten aufweist. Dagegen sind die grobkörnigeren dicken Turbidite gut gradiert und auf den Unterseiten mit Strömungsmarken ausgestattet.

In den übrigen Sandstein-Vorkommen liegen die Bankmächtigkeiten durchweg bei 1 m.

Der mikroskopische Befund entspricht dem des mittleren Sandsteins, vgl.S.134.

3.5.3.4. Unterer Alberese

Infolge der überkippten Lagerung des Monghidoro-Komplexes nimmt der untere Alberese vorwiegend die Hochflächen der Berge von Monghidoro ein. Besonders gut aufgeschlossen ist er im Savena-Tal entlang des Weges von Trassasso nach Fornelli. 5-15 m mächtige weiße Mergelkalk-Bänke fallen sofort ins Auge. Sie treten im Abstand von einigen 10 m auf. Die gesamte Ortschaft Trassasso liegt auf einer einzigen solchen dicken Kalkmergel-Bank.

Zwischen diesen mächtigen Horizonten findet sich eine Wechselfolge von durchschnittlich 0,80 - 1,50 m dicken Bänken, die aus härteren Mergelkalken und weicheren kalkigen und siltigen Mergeln besteht. Ein sandiger Anteil ist kaum entwickelt. Die Gradierung ist schlecht zu erkennen.

Zum mittleren Sandstein vollzieht sich ein allmählicher Übergang durch Mächtigkeitsabnahme der kalkigen Bänke und durch Einschaltung von Grauwacken-Bänken. Bei Valle (1,5 km östlich Monteacuto Vallese) ist dieser Übergangsbereich in einer Steilwand aufgeschlossen.

Der Alberese nordwestlich Stalluccio ist ähnlich dem unteren Alberese der Monghidoro-Platte ausgebildet. Als Besonderheit tritt hier eine 2 m dicke Ophiolith-Schutt-Bank auf.

3.5.3.5. Mittlerer Sandstein

Der mittlere Sandstein entspricht lithologisch dem undifferenzierten Sandstein, wenn sich das Sedimentationsbild auch von Aufschluß zu Aufschluß ändern kann. Bankmächtigkeiten, Härte und Korngrößen der einzelnen Grauwacken-Bänke sowie Gradierung und Strömungsmarken sind unterschiedlich entwickelt.

Häufig liegen die Bankmächtigkeiten der Turbidite zwischen 0,40 und 1,20 m. Ockergelbe bis rostbraune Verwitterungsfarben herrschen vor. Die Interstraten sind von grauer, bräunlicher und schwärzlicher Farbe. Die Schiefertone überwiegen mergelige und sandige Partien. Im Flußbett der Setta stehen kalkige Einschaltungen an. Nahe dem Futa-Paß wurde ein Ophiolithschutt-Horizont beobachtet.

Mikroskopischer Befund:

Um der Uneinheitlichkeit des Sedimentationsbildes im mittleren Sandstein Rechnung zu tragen, werden 3 verschiedene typische Straten im Dünnschliff beschrieben:

Schliff 279/66 nördlich Passo della Raticosa,
S u b g r a u w a c k e
(F.G.PETTIJOHN 1957)

Monomineralische Bestandteile: Große, eckige Quarze und Kalifeldspäte von über 1 mm Durchmesser in einer Masse kleinerer Klastika, hauptsächlich Quarz; frische saure Plagioklase, saussuritisierte Plagioklase, Mikroklin, Biotit, Muskowit, Hornblende (wenig), Epidot, Apatit, Titanit, Granat, opakes Erz.

Gesteinsreste: Myrmekit, granitähnliche saure Plutonite, granulitähnlicher Metamorphit, Kalke.

Matrix: Wenig karbonatisches Zement mit etwas Detritus.

Schliff 280/66 nördlich Passo della Raticosa,
feinkörniger, Glaukonit-reicher
K a l k s a n d s t e i n.

In einer dichten karbonatischen Matrix befindet sich neben kleinen Quarzkörnern auffallend viel Glaukonit. In Lagen konzentriertes opakes Erz (? Magnetit) und Titanit. Diese Lagen sind bei makroskopischer Betrachtung als Lamina zu erkennen. Sie konvergieren nach einer Seite und zeigen damit die Herkunftsrichtung des Materials an.

Schliff 112/67 im Flußbett der Setta unterhalb Montefredente,
Q u a r z - I n t r a m i k r i t.

In einer dichten karbonatischen Matrix befinden sich vereinzelte bis über 1 mm große, eckige Quarze; außerdem intermediäre, z.T. saussuritisierte (Karbonat) Plagioklase, Biotit, Muskowit, Chlorit, Titanit, opakes Erz.

Gesteinsreste: Granitähnliche Plutonite.

Gefüge: Gradierung und Einregelung der Quarze und Glimmer nach der Schichtung. Mit Kalzit verheilte Klüfte durchschlagen kleinere Quarze und umgehen große Quarzbrocken.

3.5.3.6. Oberer Alberese von Lo Stale

800 m nordwestlich des Futa-Passes an der Straße nach Bruscoli liegt bei Lo Stale das einzige beobachtete Vorkommen von oberem Alberese. Es ist in der Fazies des unteren Alberese ausgebildet. Seine Bankmächtigkeiten erreichen jedoch nicht die extremen Werte des unteren Alberese bei Trassasso (S.133). Auch ist hier ein sandiger Anteil entwickelt, der sich in gradierten, feinsandigen bis siltigen Mergelkalken ausdrückt. Diese können an ihrer Basis einen etwas gröberen sandigen Horizont von wenigen cm Mächtigkeit haben und gehen im Hangenden meist in dicke kalkige Mergelpakete über.

Schliffe $132_{1-3}/67$ Lo Stale,
I n t r a m i k r i t .

In einer karbonatischen Matrix befinden sich feine Quarz- und Karbonatkörner; etwas Plagioklas, Glaukonit, opakes Erz.

3.5.3.7. Hangend-Alberese von Fratte

Nahe der Ortschaft Fratte an der Straße Bruscoli - Passo della Futa taucht der hier normalliegende Sandstein der Monghidoro-Platte nach W unter einen leuchtend weißen Alberese ab, der nicht mit dem oberen Alberese von Lo Stale identisch ist (Foto 2 auf Taf.VIII). Der Kontakt ist leider verschüttet. Aus verschiedenen Gründen, die später erläutert werden (Kap.5.3.), vermutet der Verf. einen stratigraphischen Kontakt des Alberese zum Monghidoro-Sandstein.

Der Hangend-Alberese von Fratte wird auf Blatt 98 "Vergato" der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1970) mit dem Alberese vom M.Venere (nördlich des Untersuchungsgebietes) parallelisiert.

Dieser ist dem Alberese von Fratte lithologisch sehr ähnlich. Er soll auch das gleiche Alter haben (O-Paläozän bis U-Eozän) und mit der Cantiere-Monghidoro-Serie normalstratigraphisch verbunden sein ("...passa inferiormente alla Formazione di Monghidoro...").

Nach Beobachtung des Verf. gleicht der Hangend-Alberese von Fratte in Fazies, Lithologie und Alter völlig dem Morello-Alberese (S.30 ff.) der Cervarola-Basis-Serie (Emilianiden I). Wie am Poggio Bianco (Morello-Alberese) sind bei Fratte weiße Kalkmergel- und Mergelkalk-Pakete und dünne Sandstein-Horizonte ausgebildet. In Fossilschutt-Brekzien und Biomikriten treten die gleichen üppigen Foraminiferen-Faunen des O-Paläozäns bis U-Eozäns auf. Betreffs einer genauen lithologischen und petrographischen Beschreibung wird auf den Morello-Alberese (S.30 ff.) verwiesen.

Parallelisiert man den Alberese von Fratte als Hangend-Alberese der Cantiere-Monghidoro-Serie (Emilianiden II) mit dem Morello-Alberese als dem Alberese der Cervarola-Basis (Emilianiden I, Kap.3.2.2.6.), dann entfallen für den Zeitraum O-Paläozän bis U-Eozän in der Umgebung des Futa-Passes die Faziesunterschiede zwischen Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) und Emilianiden II (Cantiere-Monghidoro-Einheit). Dieser für den Grenzbereich von Emilianiden I und Emilianiden II neue Aspekt wird an späterer Stelle ausführlich diskutiert (Kap.5.3.).

3.5.3.8. Fossilien und Alter

Das oberkretazische Alter der Cantiere-Monghidoro-Serie ist schon seit längerem bekannt (P.FAZZINI 1963). Erstmalig wurde von K.RENTZ (1967) im oberen Teil der Serie des Dolo-Tales eine paläozäne Fauna gefunden (nicht veröffentlichtes Material). Paläozäne Faunen werden auch von H.F.HEYMANN (1968) aus dem Panaro-Tal und von A.M.BORSETTI & E.AMADESI (1966) aus dem Sandstein von Castel di Casio gemeldet. Die Fauna der letztgenannten Autoren stammt jedoch aus dem Molasse-artigen oberen Bereich des Sandsteins von Castel di Casio, der nach Meinung des Verf. der vorliegenden Arbeit

als hangender "Sandstein von Riola" (Kap.3.5.4.3.) abzutrennen ist. Vergleichsproben, die der Verf. bei Castel di Casio nahm, bestätigen das oberpaläozäne Alter des dort anstehenden "Sandsteins von Riola" (S.143).

Im Untersuchungsgebiet wurden paläozäne Faunen westlich des M.Vigese und bei Lo Stale aus der "echten" Cantiere-Monghidoro-Serie gewonnen. Der untere Teil der Serie enthielt eine Fauna des O-Maastricht.

Undifferenzierter Sandstein

Proben 30,32/67 westlich des M.Vigese,

enthalten insgesamt: Chilogümbelina sp.; Globigerina linaperta FINLAY; Globorotalia (Globorotalia) pseudobulloides (PLUMMER); G.compressa (PLUMMER); G.inconstans (SUBBOTINA); G.ehrenbergi BOLLI; G.varianta (SUBBOTINA); Globorotalia (Truncorotalia) velascoensis CUSHMAN.

Alter: U - P a l ä o z ä n (Zone C nach A.v.HILLEBRANDT 1962).

Unterer Alberese

Probe 104/67 Trassasso
" 120/67 Pian di Balestra / Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI).

Alter: C e n o m a n, T u r o n.

Probe 107/67 Fornelli, nahe der Basis des unteren Alberese.

Radiolarien, Echinodermenstachel; Pseudotexularia elegans (RZEHAK); Heterohelix sp.; Globorotalites sp.; Globotrunca calcarata CUSHMAN; G.ventricosa WHITE; G.rosetta rosetta (CARSEY); G.cf.G.duwi NAKKADY; G.contusa contusa (CUSHMAN).

Alter: O - M a a s t r i c h t.

Mittlerer Sandstein

Globotruncanenreste, O-Kreide.

Oberer Alberese von Lo Stale

Schliffe 132_{1-3}/67, Lo Stale.

Heterohelix sp.; Globigerina sp.; G.vom Typ triloculinoides bis linaperta; Praeglobotruncana sp.; Globotruncana cf.G. lapparenti BOLLI.

Alter: U - P a l ä o z ä n (Bestimmung A.PAPP,Wien).

Hangender Alberese von Fratte

Schliff 130/67 sandiger Biomikrit
" 141/67 sandige Fossilschutt-Brekzie.

A.PAPP (Wien) bestimmte: Bruchstücke von kleinen Alveolinen, Nummuliten, Discocyclinen; pfeilertragende Rotaliiden; Globigerinen, Akarininen, Truncorotalien; umgelagerte Globotruncanen.

Alter: C u i s i e n (U-Eozän).

Zusammenfassend ergibt sich für die Cantiere-Monghidoro-Serie ein Alter, das das O-Maastricht und das U-Paläozän umfaßt. Die Molasse-artigen Sandsteine im Hangenden der Serie enthalten oberpaläozäne Faunen (vgl.S.143). Rechnet man den Alberese von Fratte noch zur Cantiere-Monghidoro-Serie, so erreicht diese das U-Eozän in einem Bereich, in dem sich anstelle einer Molasse-Entwicklung die relativ ruhige und pelagische Sedimentation noch fortsetzt. Die Molasse-artigen Sedimente beginnen dort erst nach einer größeren Schichtlücke, und zwar diskordant im Oligozän (Sandstein von Loiano, Kap.3.5.4.7.).

3.5.4. Molasse-artige Serien

Die Bezeichnung "Molasse-artige Sedimente" ist deshalb erforderlich, weil diese Serien im Untersuchungsgebiet sedimentologisch eine Stellung zwischen Flysch und Molasse einnehmen. Sedimente einer Molasse sind in der Sedimentationsform des Flysches zur Ablagerung gekommen (vgl. H. IBBEKEN 1970).

3.5.4.1. Literaturübersicht

Die Gebiete der autochthonen Liguriden IIIa (Antola-Einheit) und der Emilianiden II, III und IV (Cantiere-Monghidoro-Einheit, Innerapennine Tongriano-Einheit und Cassio-Einheit) sind vom O-Eozän ab durch eine Molasse-Entwicklung charakterisiert (vgl.K.-J.REUTTER 1968,Taf.III).

Das wesentliche Molasse-Element des Untersuchungsgebietes, der Sandstein von Loiano, wurde des öfteren beschrieben (R.SIGNORINI 1941, T.LIPPARINI 1944, C.WIEDENMAYER 1950, G.MERLA 1952, A.AZZAROLI 1955). Danach überlagert der

Loiano-Sandstein diskordant die oberkretazischen Gesteine des Bologneser Apennins und geht im Hangenden vermittels jüngerer Molassen nach N in die Sedimente der Po-Ebene über.

Die Kombination dieser Beobachtungen mit den Decken-Theorien italienischer Autoren führte zu einem geochronologischen Dilemma, das als "Loiano-Effekt" (G.MERLA 1952) in die Literatur eingegangen ist: Einerseits sollen die in der vorliegenden Arbeit als emilianische Cantiere-Monghidoro-Einheit beschriebenen Gesteine in Form von ligurischen Deckeneinheiten von SW her über die z.T. m i o z ä n e n Flyschsandsteine des Nordapennins ("Macigno", "Formazione Marnoso Arenacea") hinweg in ihre heutige Position gelangt sein (d.h. im s p ä t e n M i o z ä n), andererseits hat der als "Neo-Autochthon" des Poebenen-Randes auf diesen Decken abgelagerte Sandstein von Loiano nur o l i g o z ä n e s Alter. MERLA erklärt diesen Widerspruch, indem er eine kontinuierliche Molasse-Sedimentation annimmt, die in dem postulierten ursprünglichen Ligurischen Ablagerungsraum der Cantiere-Monghidoro-Einheit begonnen haben soll, während der Überschiebungsprozesse auf den sich bewegenden Decken anhielt und sich nach Erreichen der heutigen Position fortsetzte.

Der "Loiano-Effekt" erscheint wesentlich unkomplizierter, wenn man mit K.-J.REUTTER & C.W.SAMES (1964) für die Gesteine der Cantiere-Monghidoro-Einheit einen nördlich des Toskanikums gelegenen E m i l i a n i s c h e n A b l a g e r u n g s r a u m annimmt.

Da im Untersuchungsgebiet keine großartige Allochthonie (Fernschub aus dem ligurischen Raum) der Cantiere-Monghidoro-Einheit festzustellen ist, sondern vielmehr nur lokale Gleitungen zu beobachten sind, wobei die betreffenden Gesteinsserien ihren ursprünglichen Ablagerungsraum im wesentlichen nicht verlassen haben, d.h. primär im Norden der Emilianiden I abgelagert wurden, entfällt hier das Molasse-Problem ganz.

3.5.4.2. Verbreitung, Gliederung, Mächtigkeit

Die Molasse-artigen Gesteine treten im Untersuchungsgebiet in zwei Komplexen von 5 und 8 km^2 Größe über den Cantiere-Basis-Argille und der Cantiere-Monghidoro-Serie auf. Es sind dies die Vorkommen vom M.Vigese und von Monteacuto Ragazza - M.Stanco.

Insgesamt können 6 Schichtglieder unterschieden werden:

3.5.4.8. Sdst.v.Monteacuto Ragazza,	150 m,	O-Oligozän bis U-Aquitan
3.5.4.7. Sdst.v.Loiano,	etwa 300 m,	O-Oligozän bis U-Aquitan
3.5.4.6. Valpiana-Mergel,	maximal 60 m,	gesamtes Oligozän

S c h i c h t l ü c k e

3.5.4.5. Sdst.v.Vigo,	20 - 40 m,	keine Fauna,verm. O-Paläozän bis U-Eozän
3.5.4.4. Brekzie v.Riola,	40 - 100 m,	keine Fauna,verm. O-Paläozän bis U-Eozän
3.5.4.3. Sdst.v.Riola,	70 - 150 m,	O-Paläozän
Cantiere-Monghidoro-Serie,	O-Maastricht bis Paläozän.	

Gegenüber vorangegangenen Arbeiten ergibt sich im Untersuchungsgebiet, daß die Molasse-Entwicklung nicht erst im O-Eozän bis Oligozän mit Diskordanz über den Flysch-Serien einsetzt, sondern daß sich lokal bereits im O-Paläozän aus den Flysch-Serien kontinuierlich Molasse-artige Sedimente entwickeln, während in anderen Gebieten (Gegend von Monghidoro) die Flysch-Sedimentation indessen noch weitergeht (Oberer Alberese von Lo Stale und Hangend-Alberese von Fratte, S.138). Nach einer Schichtunterbrechung, die etwa das gesamte Eozän umfaßt und noch in das Oligozän reichen kann, folgen dann ohne sichtbare Winkeldiskordanz die höheren Serien.

3.5.4.3. Sandstein von Riola

An der Typlokalität Riola (G.v.STRUENSEE 1967) sind dieser Sandstein und die im Hangenden folgenden Schichtglieder besonders gut in nahezu ungestörter Lagerung aufgeschlossen. Das Liegende scheinen dort die Cantiere-Basis-Argille zu bilden.

Demgegenüber ist auf der W-Seite des M.Vigese, nur 1 km südöstlich Riola, sowie am M.Stanco eindeutig zu beobachten, daß der undifferenzierte Cantiere-Monghidoro-Sandstein dort das normal-stratigraphische Liegende des Sandsteins von Riola bildet und einen kontinuierlichen Übergang zu diesem aufweist.

Dementsprechend muß auch der hangende Teil des Sandsteins von Castel di Casio ("Cantiere-Alberese" nach G.v.STRUENSEE 1967) zum Sandstein von Riola gestellt werden.

Der Molasse-Charakter des oberen Sandsteins von Castel di Casio wurde schon frühzeitig erkannt. So setzen T.LIPPARINI (1944) und G.MERLA (1952) diesen Sandstein mit den Molasse-artigen Sandsteinen vom M.Vigese und von Loiano in Beziehung. E.AMADESI (1964) trennt den Molasse-artigen Teil als "Formazione di Castel di Casio" ab. Auch G.v.STRUENSEE (1967,S.84) stellt fest: "Das Aufschlußbild dieses Teiles des Cantiere-Alberese ähnelt sehr dem Loiano-Sandstein bzw. dem Sandstein von Riola".

Auf Blatt 98 "Vergato" der CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1970) wird aus den vorher ungegliederten Molasse-artigen Sedimenten ein unter-oligozäner Sandstein-Horizont ausgegliedert, in dem bei Riola die Schichtglieder 3.5.4.3-6. der vorliegenden Arbeit (S.140) sowie westlich des M.Vigese auch noch der undifferenzierte Cantiere-Monghidoro-Sandstein enthalten sind. Im Monteacuto Ragazza-Komplex umfaßt dieser Horizont nur den Sandstein von Riola. Der gleiche Sandstein von Riola des benachbarten M.Stanco wird dagegen zusammen mit dem Riola-Sandstein der Castel di Casio - Platte zur "Formazione di Monghidoro" gestellt.

Auf der Westseite des M.Vigese schalten sich in den zunächst normal ausgebildeten undifferenzierten Cantiere-Monghidoro-Sandstein nach oben dicke, Molasse-artige Bänke ein, die aus einem grobkörnigen, schlecht verfestigten Sandstein bestehen, aber noch gradiert sind und Strömungsmarken (flute casts, groove casts) aufweisen. Zugleich nehmen die Interstraten bis auf wenige cm ab und bestehen nur noch aus sandigen Tonen. In höheren Bereichen fehlen

die Interstraten dann ganz, so daß eine ungebankte Sandstein-Masse (Sdst.v.Riola) vorliegt. Dieser Sandstein ist hellweiß bis gelblich und überwiegend aus groben Quarzkörnern aufgebaut, die infolge fehlenden Zements leicht absanden. Unvermittelt treten Quarz-Geröll-Lagen bis 5 mm Korndurchmesser auf, ohne daß eine Schichtfuge vorhanden wäre. Die Basis der Geröll-Lagen ähnelt einer mit Strömungsmarken versehenen Turbidit-Unterseite. Dabei kann es sich um einen Erosions-Effekt handeln. Bisweilen sind die Geröll-Lagen invers gradiert.

Fossilien und Alter:

Proben 81-83/67 vom M.Stanco

enthalten insgesamt:
Echinodermenstachel
großwüchsige Astrorhiziden
Cyclammina sp.
Dentalina sp.
Nodosaria sp.
Nodosaria monile HAGENOW
Nodosaris velascoensis CUSHMAN
Lagena sp.
Gyroidina sp.
Gyroidinoides soldanii octocameratus (CUSHMAN & HANNA)
Eponides sp.

Globigerina sp.
Globigerina aff.G. linaperta FINLAY, aff.G. inaequispira
Globigerina incisa HILLEBRANDT SUBBOTINA
Globorotalia sp.
Globorotalia (Globorotalia) pseudoscitula GLAESSNER
Globorotalia (Globorotalia) pseudomenardii BOLLI
Globorotalia (Truncorotalia) aequa aequa CUSHMAN & RENZ
Globorotalia (Truncorotalia) velascoensis velascoensis
Globorotalia (Acarinina) mckanni (WHITE) (CUSHMAN)
Globorotalia (Acarinina) pentacamerata SUBBOTINA

Alter: O - P a l ä o z ä n (Zonen F,G nach A.v. HILLEBRANDT 1962)

Daraus ergibt sich auch dem Alter nach ein Anschluß an den undifferenzierten Cantiere-Monghidoro-Sandstein, der auf der Westseite des M.Vigese eine Fauna des tieferen Paläozäns (Zone C, vgl.Proben 30,32/67 auf S.137) enthält.

Auch A.M.BORSETTI & E.AMADESI (1966) beschreiben aus der "Formazione di Castel di Casio" (Sdst.v.Riola) eine oberpaläozäne Dünnschliff-Fauna, die sie der "Globorotalia velascoensis-Zone" (Zone F) zuordnen. Der Verf. nahm bei

Marzolara (oberhalb Castel di Casio) in einem frischen Straßenaufschluß zum Vergleich Schlämmproben:

Probe 31/67, aus zwei Interstraten, enthielt

1. eine umgelagerte oberkretazische Fauna:

Heterohelix sp.
Heterohelix globulosa (EHRENBERG)
Heterohelix striata (EHRENBERG)
Rugoglobigerina scotti (BRÖNNIMANN)
Globigerinelloides aspera voluta (WHITE)
Hedbergella planispira (OLSSON)
Praeglobotruncana cf.P.inornata (BOLLI)
Globotruncana cf.G.repanda (BOLLI)
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUERAU)
Globotruncana rosetta (CHARSEY)
Globotruncana cf.G.gansseri BOLLI

(Alter: M a a s t r i c h t)

2. eine autochthone paläozäne Fauna:

Chilogümbelina sp.
Globigerina triloculinoides PLUMMER
Globigerina spiralis BOLLI
Globorotalia (Globorotalia) inconstans (SUBBOTINA)
Globorotalia (Globorotalia) pseudobulloides (PLUMMER)
Globorotalia (Globorotalia) compressa (PLUMMER)
Globorotalia (Globorotalia) varianta (SUBBOTINA)
Globorotalia (Globorotalia) ehrenbergi BOLLI
Globorotalia (Globorotalia) pseudoscitula GLAESSNER
Globorotalia (Globorotalia) elongata (GLAESSNER)
Globorotalia (Truncorotalia) aequa aequa CUSHMAN & RENZ
Globorotalia (Truncorotalia) velascoensis velascoensis (CUSHMAN)

Alter: O - P a l ä o z ä n (Zone F nach A.v.HILLEBRANDT 1962). Die zitierte Fauna bestätigt die von A.M.BORSETTI & E.AMADESI vorgenommene Datierung. Sie gestattet außerdem, die "Formazione di Castel di Casio" (Sdst.v.Riola) auch vom faunistischen und biochronologischen Standpunkt aus mit dem Sandstein von Riola zu korrelieren (vgl.Proben 81-83/67 auf S.142).

3.5.4.4. Brekzie von Riola

Der Sandstein von Riola geht im Hangenden abrupt in einen 40 bis 100 m mächtigen Brekzienhorizont über. Dieser ist nur lokal verbreitet und auf die Umgebung von Riola beschränkt. Im Monteacuto Ragazza - Komplex fehlt die Brekzie.

Die ungerundeten Brekzien-Komponenten werden

faust- bis kopfgroß und sind weder gradiert noch sortiert. Die Matrix der Brekzie stellt die Fortsetzung des Sandsteins von Riola in das Hangende hinein dar und ist grobsandig bis feinkonglomeratisch mit Korndurchmessern bis 5 mm. Durch gelegentlich in die Brekzie eingeschaltete, nur wenige m aushaltende Grobsandsteinlinsen von etwa 1 m Mächtigkeit wird die Schichtung angedeutet.

Wie die Zusammensetzung der Brekzie zeigt, kommen als Liefergesteine für die Brekzie die liegenden Serien der Molasse-artigen Sedimente infrage. Es treten auf:

Sandsteine und Kalksandsteine wechselnder Korngröße und Verfestigung vom Typ des Ostia-Sandsteins bis Cantiere-Monghidoro-Sandsteins;
Kalke vom Typ Majolica bis Palombino;
untergeordnet hühnereigroße Quarzgerölle, außerdem wurde ein Serpentinitgeröll gleicher Größe gefunden.
G.v.STRUENSEE (1967) beschreibt noch Spilit, Gabbro und saure Magmatite.

Zur mikroskopischen Beschreibung der Brekzien-Komponenten siehe G.v.STRUENSEE (1967,S.90).

Fauna und Alter: Die Brekzie von Riola lieferte keine datierbare Fauna. Das Alter dürfte dem des Sandsteins von Riola entsprechen: O - P a l ä o z ä n.

3.5.4.5. Sandstein von Vigo

Über diesen Brekzienhorizont setzt sich die Sandstein-Sedimentation in der lithologischen Ausbildung des Sandsteins von Riola fort. Gelegentlich sind noch brekziöse und konglomeratische Lagen und Linsen eingeschaltet. Lagenweise angeordnete kopfgroße, kugelige Verwitterungsformen deuten die Schichtung an. Der Sandstein enthält keine Interstraten und ist nahezu ungebankt.

Das Alter des Sandsteins von Vigo dürfte ebenfalls im O - P a l ä o z ä n zu suchen sein, evtl. mag noch das U - E o z ä n erreicht werden.

3.5.4.6. Valpiana-Mergel

Die Bezeichnung "Valpiana-Mergel" wird von G.v.STRUENSEE (1967) und H.F.HEYMANN (1968) übernommen.

E.SERPAGLI (1962) beschrieb die Serie westlich Pavullo als "Argille di Rio Giordano".

Auf der NE-Seite des M.Vigese setzen die Mergel mit messerscharfem Kontakt und ohne sichtbare Winkeldiskordanz über dem Sandstein von Vigo ein (Foto 1 auf Taf.IX). Der Übergang in den hangenden Loiano-Sandstein erfolgt rasch durch Einschaltung dicker Sandsteinbänke und ist oberhalb Riola gut zu beobachten (vgl.G.v.STRUENSEE 1967,S.91).

Es handelt sich um mausgraue, schwach bläuliche bis grünliche tonige Mergel. Sie ähneln den Mergeln vom M.Monzone (S.104/105), sind aber weicher als diese und zeichnen sich durch einen geringeren Sandgehalt aus. Die Schichtung ist meist nicht zu erkennen. Dagegen sind die Mergel feingeschuppt. Aufgrund der geringen Härte neigen sie zur Franenbildung. Bei Vigo befindet sich in den Mergeln ein Tuffkörper von etwa 2 m Durchmesser (vgl.S.105).

Fossilien und Alter:

Zahlreiche Proben enthalten arten- und individuenreiche planktonische und benthonische Faunen. Da oberhalb von Riola (Arbeitsgebiet von G.v.STRUENSEE) in einem langgezogenen Geländestreifen die Mergel zwischen ihren liegenden und hangenden Sandstein-Serien gut aufgeschlossen und relativ ungestört sind, wurde dort ein aus 6 Schlämmproben bestehendes Profil aufgenommen (Proben 14-19/67). Die beiden obersten Proben stammen bereits aus dem 1. und 2. Interstratum des Loiano-Sandsteins. Es zeigte sich, daß die Fauna keinen vertikalen Veränderungen unterworfen ist, abgesehen davon, daß beim Wechsel zum sandigeren Milieu Frequenz und Güte der Erhaltung abnehmen.

Probe 14/67, unterste Probe des Profils:

großwüchsige Astrorhiziden
Cyclammina acutidorsata (HANTKEN)
Vulvulina pennatula (BATSCH)
Vulvulina spinosa CUSHMAN
Karreriella chilostoma (REUSS)
Karreriella cf.K.siphonella (REUSS)
Karreriella subcylindrica (NUTTALL)
Miliolidae
Margulina sp.
Nodosaria sp.
Chrysalogonium longiscatum CUSHMAN & JARVIS
Chrysalogonium obliquatum (BATSCH)
Chrysalogonium tenuicostatum CUSHMAN & BERMUDEZ
Lagena sp.
Lagena scarenaensis HANTKEN
Stilostomella curvatura (CUSHMAN)
Stilostomella nuttalli (CUSHMAN & JARVIS)
Nodosarella robusta CUSHMAN
Gyroidina girardana (REUSS)
Gyroidina girardana (REUSS) var.perampla CUSHMAN
Eponides umbonatus (REUSS)
Pullenia quadrilobata REUSS

Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina tripartita tripartita KOCH
Globigerina tripartita tapuriensis BLOW & BANNER
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina cf.G.bulloides D'ORBIGNY
Globigerina dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)
Globigerina pera (TODD)
Globigerina unicava (BOLLI,LOEBLICH & TAPPAN)

Globorotalia increbescens (BANDY)
Globorotalia opima nana BOLLI
Globorotalia obesa BOLLI
Globorotalia cf.G.mayeri CUSHMAN & ELLISOR

Globoquadrina dehiscens praedehiscens BLOW & BANNER
Globoquadrina dehiscens dehiscens (CHAPMAN,PARR & COLLINS)

Anomalina pompilioides GALLOWAY & HEMINWAY
Planulina renzi CUSHMAN & STAINFORTH
Planulina cf.P.marialana HADLEY
Cibicides cushmani NUTTALL
Cibicides mexicanus NUTTALL
Cibicides pseudoungherianus (CUSHMAN)

Alter: O - O l i g o z ä n.

Die zahlreichen fündigen Proben des Untersuchungsgebietes zeigen überwiegend o l i g o z ä n e s und o b e r - o l i g o z ä n e s Alter an. Probe 21/67, die direkt am Kontakt zum liegenden Sandstein von Vigo genommen wurde, ist bereits eindeutig O - O l i g o z ä n

(Globoquadrina dehiscens, Globorotalia obesa).

Eine einzige Probe von der Westseite des M.Vigese enthielt eine etwas ältere Fauna:

Probe 03/67 Westseite M.Vigese

Globigerina ampliapertura BOLLI; G.venezuelana HEDBERG; G.tripartita tripartita KOCH; G.tripartita tapuriensis BLOW & BANNER; G.dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ); Globorotalia cerroazulensis (COLE); G.opima nana BOLLI.

Alter: O - E o z ä n bis U - O l i g o z ä n.

Das Alter der Valpiana-Mergel umfaßt demnach das gesamte O l i g o z ä n. Trotz der geringen Mächtigkeit der Valpiana-Mergel (60 m) ist dies nicht verwunderlich, da es sich um ein pelitisches Normalsediment mit geringer Sedimentationsrate handelt. Zudem können aufgrund eines nicht auszuschließenden submarinen Reliefs teilweise Heteropien zu den liegenden und hangenden Sandstein-Serien bestehen.

3.5.4.7. Sandstein von Loiano

An der Typlokalität Loiano (C.WIEDENMAYER 1951) transgrediert der Sandstein mit einem 500 m mächtigen "Basalkonglomerat" auf die überkippt liegende Cantiere-Monghidoro-Serie. Seine Gesamtmächtigkeit soll dort 1 400 bis 1 700 m betragen. Dagegen sind im Untersuchungsgebiet nur etwa 300 m aufgeschlossen, ein Konglomerathorizont ist nicht ausgebildet.

Der Loiano-Sandstein des Untersuchungsgebietes ist auf den M.Vigese-Montovolo-Komplex beschränkt. Er gleicht dem Sandstein von Riola und besteht wie dieser aus einem wenig verfestigten grobkörnigen Quarzsandstein von heller Farbe. Besonders im unteren Bereich ist er massig und kaum geschichtet. Es treten Bänke von 20 bis 30 m Mächtigkeit auf. Dazwischen ist die Schichtung nur durch Lamination angedeutet. Interstraten fehlen fast völlig. Gelegentlich sind 1-3 cm dicke sandige Tonlagen zu beobachten, selten 1-2 m mächtige Lagen, die aber nur aus einem feinkörnigeren und weicheren Sandstein bestehen.

Am Montovolo ist der Sandstein dünnbankiger ausgebildet

mit Bankmächtigkeiten von 20 bis 30 cm, aber auch dort sind die Interstraten stark sandig. Eine Fossilschutt-Bank enthielt Bruchstücke von Lamellibranchiaten (Pecten) und Gastropoden (Cerithien).

Dünnschliff-Befund:

Schliff 99/63 Loiano-Sandstein bei Bagnana,
G r a u w a c k e.

Eckige Klastika bis 3 mm Durchmesser (das Zement ging beim Schleifvorgang restlos verloren).

Monomineralische Klastika: Quarz, Kalifeldspat, frische saure Plagioklase, zersetzte Plagioklase.

Gesteinsreste: Granitähnliche saure Plutonite, Myrmekit, Gneis granulitähnlicher Zusammensetzung, Quarzit mit Mosaikgefüge, Sandstein.
In den Gesteinsresten befinden sich noch Muskowit, Biotit, Titanit, opakes Erz.

Fossilien und Alter:

C.WIEDENMAYER (1951) stellte den Loiano-Sandstein aufgrund von Nummuliten- und Lepidocyclinen-Funden in das Oligozän. Im Untersuchungsgebiet wurden aus den schlecht entwickelten und sehr sandigen Interstraten nur großwüchsige Sandschaler-Faunen (Astrorhiziden) geschlämmt. Jedoch enthielten die untersten beiden Interstraten des Loiano-Sandsteins oberhalb Riola eine Fauna (Proben 18,19/67), die sich nicht von den Faunen der Valpiana-Mergel unterschied.

Die Sedimentation des Loiano-Sandsteins begann damit im O - O l i g o z ä n. Vermutlich wird noch das A q u i t a n erreicht.

3.5.4.8. Sandstein von Monteacuto Ragazza

Nördlich Monteacuto Ragazza nimmt dieser 150 m mächtige Sandstein eine 2 km^2 große Fläche ein. Da sich in seinem Liegenden die Valpiana-Mergel (S.144 ff.) und der Sandstein von Riola (S.141 ff.) befinden, ist er h e t e r o p zum Loiano-Sandstein. Seine abweichende lithologische Ausbildung sowie das Fehlen der Brekzie von Riola in seinem Unterlager zeigen eine lokale Faziesdifferenzierung an.

Im Gegensatz zum Sandstein von Loiano ist der

Monteacuto-Sandstein feingebankt mit Bankmächtigkeiten von 10 bis 30 cm (Foto 2,Taf.IX). Es handelt sich um einen zumeist mittel- bis feinkörnigen, nicht sehr verfestigten und erkennbar gradierten Sandstein von heller Farbe. Strömungsmarken sind sehr selten. Die Interstraten bestehen aus 10 bis 40 cm dicken gelblichen bis grünlichgrauen sandigen Ton- und Mergellagen.

Fossilien und Alter:

Da der Sandstein von Monteacuto Ragazza im Gegensatz zum Loiano-Sandstein reich an Interstraten ist, setzt sich die Fauna der Valpiana-Mergel in diese Serie hinein fort, wenn auch in geringerer Frequenz und Güte der Erhaltung. Die Faunen zeigen o b e r - o l i g o z ä n e s Alter an, vermutlich wird das A q u i t a n noch erreicht.

3.6. Quartäre Bildungen

1. Limnisch-Fluviatile Beckenfüllung: Südlich Montepiano befindet sich im obersten Setta-Lauf inmitten der umgebenden Flyschsandstein-Berge (Cervarola-Sandstein) ein knapp 1 km^2 großes Areal, das im Streichen des Mugello-Beckens liegt und als dessen nordwestliche Fortsetzung aufgefaßt werden kann. Es ist mit 50 m Lockermassen gefüllt, in denen gebleichte grobe Sande mit Schotterlagen wechseln. Foto 1 auf Taf. X zeigt den scharfen Kontakt einer Schotterlage zu einem Bleichsand-Horizont. Der Kontakt ist mit Eisenoxydhydroxyd braun imprägniert.

Vermutlich hat sich südlich Montepiano in prähistorischer Zeit ein See befunden, den die Flüsse mit dem Material der umgebenden Berge zusedimentierten. Heute hat die rückschreitende Erosion eines Bisenzio-Quellflüßchens von S her bereits einen tiefen Anriß in diese junge Beckenfüllung geschnitten.

2. Rezente Flußschotter: Das Flußtal des Limentra di Treppio öffnet sich, unterhalb der Staumauer des Lago di Suviana beginnend, in zunehmendem Maße nach N und gibt einer weiten Schotterfläche Raum. Die gleiche Entwicklung beginnt im Flußtal der Setta nördlich Lagaro.

3. Bergstürze, "Frane": Die kompetenten Flyschsandstein-Serien des Untersuchungsgebietes neigen besonders im Bereich von Störungen zu Bergstürzen. Ein großer derartiger Bergsturz befindet sich unterhalb des M.Calvi. Auf der NE-Seite des M.Vigese ist weithin ein zwischen 100 und 200 m hoher frischer Abbruch zu erkennen, von dem sich nach Berichten Einheimischer vor wenigen Jahren ein großer Bergsturz gelöst haben soll, dessen Niedergehen noch in Bologna (40 km Luftlinie entfernt) vernommen wurde.

Bergschlipfe, "Frane" genannt, sind charakteristisch für die großen, von "Argille Scagliose" eingenommenen Areale. Die unverfestigten und durchfeuchteten Tonmassen sind auf geneigten Flächen praktisch dauernd in Bewegung. Alljährlich lösen starke Regenfälle zahlreiche Rutschungen aus, in deren Folge umfangreiche Schäden an Flur und Bauwerken entstehen.

4. Hangschutt, Hangschutt-Brekzie: In langgezogenen Geländestreifen werden die Steilhänge der Flyschsandstein-Serien von Schuttgürteln begleitet.

Eine junge Hangschutt-Brekzie von einigen m Mächtigkeit auf der geneigten W-Seite des M.Vigese ist insofern von Bedeutung, als sie durch eine Störung von 130 m Sprunghöhe versetzt wird und dadurch zur leichteren Erkennung der Bruchtektonik beiträgt.

Abb. 10 - Stratigraphische Reichweiten der im Untersuchungsgebiet vertretenen Serien. Biozonen-Gliederung aus H.M.BOLLI (1966).

4. TEKTONIK

4.1. Vorbemerkung

Obwohl im Verlaufe der Geländearbeiten gefügekundliche Messungen durchgeführt und später z.T. ausgewertet wurden, wird in der vorliegenden Arbeit aus den im folgenden aufgeführten Gründen auf die vollständige Auswertung und Darstellung dieser Messungen verzichtet:

1.) Der Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit lag mehr auf stratigraphisch-faziellen Problemen, die zu ihrer Lösung nicht unbedingt gefügekundlicher Untersuchungen bedurften. Gefügekundliche Untersuchungen könnten sinnvoll zur Lösung von tektonischen Spezialproblemen angewendet werden, was den Rahmen der vorliegenden Arbeit aber überschreiten würde.

2.) Das Untersuchungsgebiet wird von nichtmetamorphen, überwiegend kretazischen und tertiären Flysch- und Olisthostrom-Serien eingenommen. Der Aussagewert gefügekundlicher Untersuchungen in einem so hohen tektonischen Stockwerk ist nicht unumstritten. H.G.WUNDERLICH hält die Anwendung solcher Methoden nur in tieferen tektonischen Stockwerken für sinnvoll (H.G.WUNDERLICH, 1966, S.42: "...man sollte wohl auch nicht mit Hilfe der Statistik Regelungen erzwingen wollen, die nicht schon anderweitig eindeutig erkennbar sind.").

3.) Die tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebietes setzen sich nach NW und SE fort und wurden dort bereits gefügekundlich untersucht (G.v.STRUENSEE 1967, H.F.HEYMANN 1968, K.RENTZ 1971, W.FREY 1969). Die Resultate der Untersuchungen entsprechen den Geländebefunden:

Aus dem Grenzgebiet Alta Romagna/Casentino (südwestlich des Untersuchungsgebietes) wird von W.FREY (1969,S.131) für die Umbro-Markiden und die Modino-Cervarola-Einheit ein einheitlicher, einzeitiger und einsinnig gerichteter Beanspruchungsplan gemeldet.

Nach H.F.HEYMANN (1968,S.145) liegt im oberen Panaro-Tal

und im oberen Lima-Tal (nordwestlich des Untersuchungsgebietes, Toskaniden II und Modino-Cervarola-Einheit) ein regionaler, richtungskonstanter Deformationsplan vor.

Die sehr ausführlichen gefügekundlichen Untersuchungen von K.RENTZ (1971) zwischen dem Secchia-Tal und dem Apennin-Hauptkamm (Prov. Modena und Reggio Emilia, nordwestlich des Untersuchungsgebietes) ergaben für die Emilianiden II (Cantiere-Monghidoro-Einheit) einen tektonischen Bauplan, der von dem der Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) zeitlich und strukturell abweicht.K.RENTZ (1971) stellt auf S. 291 fest: "Es ist also unmöglich, für beide Großeinheiten eine gleichzeitige und gleichgerichtete Achsenprägung anzunehmen".

Die gefügekundlichen Beobachtungen der zitierten Autoren lassen sich auf das Untersuchungsgebiet übertragen und entsprechen dem Geländebefund der vorliegenden Untersuchungen. Es ist zu erwarten, daß auch hier das Ergebnis gefügekundlicher Untersuchungen nicht im Widerspruch zum Geländebefund stehen würde.

4.2.– Überblick über die tektonischen Einheiten des Untersuchungsgebietes

Alle älteren und jüngeren Autoren, die dieses Gebiet bisher untersucht haben (u.a. F.SACCO 1891, T.LIPPARINI 1944, E.AMADESI 1967), gingen stets nur von der Existenz zweier großer tektonischer Einheiten aus, nämlich der autochthonen Toskaniden und der allochthonen Liguriden. Einige Autoren ordnen Teile des Untersuchungsgebietes auch noch dem Autochthon der Umbro-Markiden zu (L.DAINELLI 1951, G.MERLA 1957, R.GHELARDONI et al. 1962).

Im Gegensatz zu diesen Ergebnissen werden in der vorliegenden Arbeit die Existenz eines toskanischen Autochthons und allochthoner ligurischer Deckeneinheiten im Bereich des bearbeiteten Gebietes bestritten. Alle Gesteine des Untersuchungsgebietes können den verschiedenen tektonischen Einheiten eines extern von den Liguriden und Toskaniden gelegenen Emilianischen Faziesgebietes (K.-J.REUTTER 1966,1968)

zugeordnet werden, wobei gewisse Übergänge zu den Umbro-Markiden (Formazione Marnoso Arenacea) zu beobachten sind.

Die im Untersuchungsgebiet anstehenden Gesteinsserien gehören den folgenden tektonischen Einheiten an:

1. Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I)
2. Monzone-Guzzano-Einheit (Untereinheit der Emilianiden I)
3. Einheit des Castiglione-Sandsteins (Umbro-Romagnolisch / Emilianische Zwischeneinheit)
4. Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)

4.3. Modino-Cervarola-Einheit

Kennzeichnend für die Modino-Cervarola-Einheit ist die allgemeine NE-Vergenz und die starke tektonische Einengung in dieser Richtung. Im SW wird die Einheit von den Toskaniden II (Macigno) teils unterschoben, teils aber überfaltet, während sie im NE randlich auf die Formazione Marnoso Arenacea der Umbro-Markiden aufgeschoben ist (K.-J.REUTTER 1966,1968). Im Untersuchungsgebiet überschiebt die Modino-Cervarola-Einheit den Castiglione-Sattel (Umbro-Romagnolisch / Emilianische Zwischeneinheit). Von NE her sind die Emilianiden II (Cantiere-Monghidoro-Einheit) randlich auf die Emilianiden I überschoben. Obwohl für einzelne völlig entwurzelte Schuppen dieser Einheit mit Überschiebungsbeträgen von einigen 10 km zu rechnen ist, dürfte die Modino-Cervarola-Einheit insgesamt ihren ursprünglichen Ablagerungsraum nicht wesentlich verlassen haben, wenn man mit K.-J.REUTTER + C.W.SAMES (1964) einen primär nordöstlich der Liguriden und Toskaniden angelegten Emilianischen Sedimentationsraum annimmt. Unter dieser Voraussetzung ist die Modino-Cervarola-Einheit p a r a u t o c h t h o n .

4.3.1. Die tektonischen Bau-Elemente der Modino-Cervarola-Einheit

4.3.1.1. Die "Stirnfalte" des Cervarola-Sandsteins

Dieser Bereich stellt die östliche Fortsetzung eines tektonischen Bau-Elementes dar, das von H.F.HEYMANN (1968) als "Antiklinalschuppen-Komplex" und von G.v.STRUENSEE (1967)

als "Zentrale Schuppenzone" beschrieben wird. Danach repräsentieren die Schuppen Faltenschenkel ehemaliger Antiklinalen, die in der Ebene der Achsenfläche zerscherten und dachziegelartig übereinandergeschoben wurden. Im Untersuchungsgebiet ist die nördliche überkippte Stirnfalte des Cervarola-Sandsteins durch einen derartigen Bauplan gekennzeichnet.

Der hangende normalliegende Schenkel der Stirnfalte ist im Faltenscharnier abgeschert und überschiebt z.T. den liegenden inversen Faltenschenkel. In die Abscherung sind wenigstens die oberen 1 000 m des Cervarola-Sandsteins einbezogen, während im tieferen Bereich das Faltenscharnier noch erhalten ist. Im oberen Setta-Tal westlich Montepiano ist der Umbiegungs- bzw. Abscherungsbereich im Niveau der Konglomerathorizonte (S.63 ff.) aufgeschlossen. Die Faltenachse streicht 120° und fällt mit 5-10° nach SE ein.

4.3.1.1.1. Hangend-Schenkel

Der Hangend-Schenkel baut den M.Calvi, M.della Scoperta und Poggio di Petto auf und umfaßt den unteren Cervarola-Sandstein, den mittleren konglomeratführenden Horizont und den oberen Sandstein. Er ist im Tal des Limentra di Treppio gegenüber dem westlich angrenzenden M.La Tose um 200 bis 300 m abgeschoben, was daran zu erkennen ist, daß die Höhenlage des Konglomerathorizontes um diesen Betrag differiert. Außerdem ist der Hangend-Schenkel am M.La Tose in sekundäre Sättel und Mulden gegliedert, während er am M.Calvi fast eben liegt. Lediglich im südlichen Teil ist er schwach gewellt. Schwaches nordnordöstliches Einfallen herrscht vor.

Im Brasimone-Tal ist der westliche Teil des Hangend-Schenkels entlang einer Seitenverschiebung um 1.2 km nach NE vorgestaffelt und auf den liegenden Schenkel aufgeschoben. Der Hangend-Schenkel ist südlich Montepiano im Bisenzio-Tal mit einer Störung gegen den östlich anschließenden Futa-Schuppenkomplex abgegrenzt.

4.3.1.1.2. Invers-Schenkel

Der inverse Faltenschenkel der Stirnfalte nimmt einen langgezogenen Geländestreifen ein. Er baut den Nordrand des M.Calvi-Massivs sowie den M.Casciaio und M.Tronale auf. Nach E taucht er unter den Futa-Schuppenkomplex ab.

Der Invers-Schenkel besteht überwiegend aus dem oberen Cervarola-Sandstein; nur westlich Montepiano ist noch der Konglomerathorizont mit einbezogen. Wie der Hangend-Schenkel ist auch der Invers-Schenkel um einige 100 m nach N vorgestaffelt, und zwar vom Brasimone-Tal ab nach E. Er überschiebt dabei die Suviana-Serie, die in diesem Bereich zusammen mit dem Invers-Schenkel überkippt ist. Dabei werden die Palombino-Argille der Sestola-Vidiciatico-Serie (S.75 ff.) tektonisch ausgequetscht.

Unterhalb Stagno, am Lago di Suviana, streicht der Invers-Schenkel 70° und fällt steil nach SW ein, biegt dann aber nach SE zu in die apenninische Richtung um mit Werten um 120°/30-50 SSW.

4.3.1.2. Der Futa-Schuppenkomplex

Südlich des Futa-Passes liegt ein etwa 70 km^2 großes Areal, das durch einen ganz anderen tektonischen Baustil als die westlich davon befindliche Stirnfalte des Cervarola-Sandsteins geprägt ist. Der Futa-Schuppenkomplex grenzt mit einer undefinierten Störung gegen den hangenden Faltenschenkel der Stirnfalte, während der inverse Faltenschenkel zusammen mit den Cervarola-Hangend-Serien und dem Castiglione-Sattel nach E abtaucht und vom Futa-Schuppenkomplex um nahezu 5 km weit überschoben wird. Vermutlich folgt die Überschiebung des Futa-Schuppenkomplexes einer Achsenflexur der Stirnfalte und des Castiglione-Sattels, die als Element der Q u e r t e k t o n i k Ausdruck der Längung des Gebirges im Streichen während der Faltung ist (M.RICHTER 1958).

Im Futa-Schuppenkomplex ist das Prinzip der Stirnfalte aufgehoben zugunsten eines Systems völlig vom Untergrund abgescherter, relativ geringmächtiger Schuppen, die in bezug

auf die übrige Modino-Cervarola-Einheit als allochthon zu deuten sind. Diese Schuppen sind von SW nach NE übereinander gestapelt, wobei Schichtverdopplungen in dieser Richtung über Entfernungen bis zu 7 km verfolgt werden können. Vermutlich sind die Schuppen noch über den südlich angrenzenden Mugello-Komplex (Kap.4.3.1.3.) hinweg aus einem weiter im SW gelegenen Ursprunggebiet herantransportiert worden.

Entsprechend der bereits auf S.49 dargestellten tektonischen Interpretation des M.Morello - Monti della Calvana - Komplexes (nördlich Florenz) kommt dieses Gebiet als mögliche Narbenzone für den abgescherten und nach NE transportierten Futa-Schuppenkomplex infrage:

Nach der auf S.49 gegebenen Interpretation (vgl.Abb.6) ist die über den Cervarola-Sandstein überschobene Alberese-Dekke des M.Morello und der Monti della Calvana als Überrest einer gewaltigen zerscherten liegenden Falte zu werten, die aus Cervarola-Sandstein und aus den Cervarola-Basis-Serien bestanden hätte, zu denen in der vorliegenden Arbeit der Morello-Alberese gerechnet wird (S.45 ff.). Bei der Faltung wäre der hangende Faltenschenkel in der Achsenebene abgeschert und über den liegenden Faltenschenkel gefahren, entsprechend den tektonischen Verhältnissen im Bereich der Stirnfalte des Cervarola-Sandsteins (S.155). Der hangende Faltenschenkel wäre im Niveau der Scisti Varicolori bzw.der "Argilloscisti di Pescina" (V.BORTOLOTTI 1964) dann noch einmal in zwei Horizonte zerschert, von denen der untere, aus Morello-Alberese etc. bestehende Horizont im M.Morello - Monti della Calvana - Gebiet zurückgeblieben wäre, während der obere, hauptsächlich aus Cervarola-Sandstein bestehende Teil als Futa-Schuppenkomplex nach NE vorgleiten konnte, sofern er nicht an Ort und Stelle erodiert worden ist. Das entspräche einer Transportweite von 15 - 20 km, die gut mit der im Futa-Gebiet beobachteten maximalen Verschuppungsweite von 7 km im Einklang steht.

Der faziellen Ausbildung des Futa-Schuppenkomplexes zufolge enthält dieser die Sedimente eines schwellennahen Ablagerungsgebietes (Kap.5.1.). Da die zugehörige Schwelle etwa im Bereich des Futa-Passes (NW-SE-verlaufend) vermutet wird, kann für den Futa-Schuppenkomplex nicht mit größeren Überschiebungsweiten gerechnet werden.

Die Alberese-Decke des M.Morello und der Monti della Calvana als gigantische Faltenstruktur zu erklären, bereitet insofern keine Schwierigkeiten, als die Monghidoro-Platte ebenfalls eine solche liegende Falte von noch größeren Ausmaßen darstellt (Kap.4.6.1.2.2.).

Neben der starken Einengung des Futa-Schuppenkomplexes in SW-NE-Richtung ist eine Einengung im Streichen (NW-SE-Richtung) auffällig, die sich in zahlreichen SW-NE-gerichteten Bruchlinien äußert. Es handelt sich bei diesen

tektonischen Bruchlinien nicht um Abschiebungen, die sonst als Ausdruck der Längung des Gebirges während der Faltung (M.RICHTER 1958) senkrecht zur Streichrichtung aufzutreten pflegen (z.B. im Bereich der Stirnfalte), sondern um Aufschiebungen bzw. Schuppenbahnen, an denen eine gegen SE gerichtete Raumverkürzung abzulesen ist.

Als Ursachen für den ungewöhnlichen tektonischen Baustil des Futa-Schuppenkomplexes können folgende Punkte aufgeführt werden:

1.) Im Verbreitungsgebiet dieses Komplexes kreuzen sich zwei tektonische Lineamente, die vermutlich schon frühzeitig angelegt wurden und wohl tektonische Zonen darstellen, die tief in die Erdkruste hinabreichen. Das erste dieser Lineamente ist ein NW-SE-verlaufendes Schwellengebiet, das im NW Emilianiden I und Emilianiden II voneinander getrennt hat, im SE die Emilianiden I von den Umbro-Markiden. Diese Schwelle muß wenigstens vom Cenoman ab bis in das M-Miozän bestanden haben (S.203/204).

Senkrecht zu dieser Schwelle verläuft SW-NE die große Störungszone des Sillaro-Tales, die auch die Schwereverteilung dieses Gebietes beeinflußt (Abb.13, siehe auch V.BORTOLOTTI 1966). Längs dieser Linie sind die Emilianiden II (Cantiere-Monghidoro-Einheit) von NW her auf die Umbro-Markiden (Formazione Marnoso Arenacea) überschoben. Ausdruck dieser Störungszone im Untersuchungsgebiet sind die zahlreichen gegen SE gerichteten Aufschiebungen und Überschiebungen des Futa-Schuppenkomplexes. Die Schubbewegung der Emilianiden II auf die Umbro-Markiden setzt sich hier wohl noch nach SW bis in die Modino-Cervarola-Einheit hinein fort.

Entlang der Sillaro-Störung sind weiterhin große Blöcke von Ophiolith-Radiolarit-Majolica und Sporno-Alberese aufgereiht (K.-J.REUTTER 1966). Die großen liegenden Faltenstrukturen der Monghidoro-Platte (Kap.4.6.1.2.2.) und des M.Morello - Monti della Calvana - Bereiches (S.49) sind ebenfalls parallel der Sillaro-Linie angeordnet.

Das Verbreitungsgebiet des Futa-Schuppenkomplexes liegt also im Kreuzungspunkt zweier großtektonischer Elemente von regionaler Bedeutung. Eine besondere tektonische Beanspruchung dieses Komplexes ist daher nicht verwunderlich. Sie äußert sich hauptsächlich in der tektonischen Einengung parallel zu beiden Großstrukturen, d.h. in der Einengung im Streichen (NW-SE) und senkrecht dazu (SW-NE).

2.) Die Einengung des Futa-Schuppenkomplexes im Streichen der Modino-Cervarola-Einheit (NW-SE) muß auch noch auf die Nähe der östlich des Untersuchungsgebietes angrenzenden Formazione Marnoso Arenacea (Umbro-Markiden) zurückgeführt werden. Dieser Flyschsandstein-Komplex kann tektonisch als starrer Block fungiert haben, so daß bei der tektonischen Einengung der Modino-Cervarola-Einheit eine Verschuppung des Cervarola-Sandsteins in Richtung auf diesen starren

Block erfolgte, d. h. nach dessen Ablagerung, also im oberen Miozän.

3.) Der Futa-Schuppenkomplex beinhaltet Sedimente eines schwellennahen Ablagerungsgebietes, die gegenüber der normalen Ausbildung der Modino-Cervarola-Einheit faziell differenziert sind. Die Faziesdifferenzierung äußert sich hauptsächlich in der Mächtigkeitsreduzierung des Cervarola-Sandsteins auf nur 200 m, während die pelitischen Liegend- und Hangendserien relativ stark entwickelt sind. Diese anomale Verteilung kompetenter und inkompetenter Gesteine bedingt einen tektonischen Baustil, der von M.RICHTER (1963) als "S c h e r b e n t e k t o n i k" charakterisiert wird. Danach verhalten sich die inkompetenten liegenden Serien diapirähnlich, so daß die kompetenten jüngeren Serien in einzelne "S c h e r b e n" zerbrechen.

4.) Eine wichtige Rolle für den tektonischen Baustil des Futa-Schuppenkomplexes spielen die Scisti Varicolori im Liegenden des Cervarola-Sandsteins als Abscherungs- und Gleithorizont. Der Schichtverband der Scisti Varicolori wird dabei weitgehend zerstört; sie werden z.T. als Gleitmittel verbraucht (W.FREY 1969,S.109). Ihre Anwesenheit ermöglicht erst die intensive Verschuppung des Cervarola-Sandsteins. Zugleich bedingen die Abscherungsvorgänge in Verbindung mit der geringen Gesamtmächtigkeit der Modino-Cervarola-Einheit dieses Gebietes die tektonische Exponierung der tieferen Cervarola-Basis-Serie (Argille von Panna etc., vgl.Kap.3.2.2.).

5.) Im S grenzt an den Futa-Schuppenkomplex die große NW-SE-verlaufende junge Synklinalstruktur des Mugello-Beckens. Ihre Entstehung ist vermutlich nicht ohne tektonische Einwirkung auf den Futa-Schuppenkomplex vonstattengegangen.

Neben dem Futa-Schuppenkomplex, der durch die Quertektonik besonders geprägt ist, existieren in der Modino-Cervarola-Einheit weitere derartige Zonen. Im oberen Panaro-Tal (40 km nordwestlich des Untersuchungsgebietes) treten horizontale Achsenflexuren auf, die zur Entstehung N-S-gerichteter Achsen führen (H.F.HEYMANN 1968). SW-NE-streichende Faltenachsen beschreiben ferner K.RENTZ (1971) im Dolo-Tal (65 km nordwestlich des Untersuchungsgebietes) und K.-D.KRAMPE (1964) am M.Ventasso (85 km nordwestlich des Untersuchungsgebietes). Durch starkes B-Eintauchen und eine Verschuppung quer zur B-Achse (KRAMPE 1964) ähnelt das Gebiet des M.Ventasso sehr dem Futa-Schuppenkomplex.

Es scheint also ein charakteristisches tektonisches Merkmal der Modino-Cervarola-Einheit zu sein, daß in größeren Abständen (20 bis 40 km) immer wieder Bereiche eingeschaltet sind, in denen die Q u e r t e k t o n i k besonders

zum Zuge kommt. Die Quertektonik ist einem späten Stadium der Orogenese zuzuordnen (vgl.H.F.HEYMANN 1968), da sie erst im Anschluß an die Sedimentation der Formazione Marnoso Arenacea, d. h. im oberen Miozän, angelegt werden konnte (vgl.S.159).

4.3.1.2.1. Der Panna-Bereich

Im Panna-Bereich sind im wesentlichen die inkompetenten Basis-Gesteine des Cervarola-Sandsteins tektonisch exponiert. Dieser Bereich grenzt im W und im NE vermittels Störungen gegen die verschiedenen Schuppen des Cervarola-Sandsteins und im S gegen den Mugello-Komplex.

Während die Panna-Argille zusammen mit einem Ophiolith-Radiolarit-Majolica-Block im NW dieses Bereiches den flach darunter einfallenden Cervarola-Sandstein des M.Gazzaro-Bereiches d i a p i r ä h n l i c h (M.RICHTER 1963) überlagert, befindet sie sich im N, etwa zwischen S.Lucia und Panna, räumlich unter dem Cervarola-Sandstein und den Scisti Varicolori des M.Gazzaro-Bereiches, von dem sie durch einen Abscherungshorizont getrennt sein muß, da die stratigraphischen Zwischenglieder (Pietraforte, Morello-Alberese) fehlen.

Der Schichtverband der Argille von Panna ist weitgehend zerstört. Neben rezenten Hangrutschungen und der tektonischen Beanspruchung ("Diapirtektonik", M.RICHTER 1963) kommt als Ursache dafür auch olisthostromatische Resedimentation in frage (vgl.S.28). Bereits im Cenoman muß es zur Bildung von Olisthostromen gekommen sein, da der Olisthostrom-Anteil der Argille von Panna eine cenomane Fauna enthält, im Gegensatz zu dem noch intakten, nicht in Schlammströme aufgelösten Schichtverband des Stura-Tales mit einer reinen Neokom-Fauna (vgl.Schliffe 183,186/67,S.28/29). Dadurch ist eine Übereinstimmung mit dem westlichen stratigraphischen Korrelat der Argille von Panna, nämlich den Modino-Basis-Argille, gegeben (K.RENTZ 1971). Die Ophiolithe, Radiolarite und die Majolica der Argille von Panna sind am besten als Olistholithe zu erklären, die dem Liegenden der Argille von Panna entstammen. Dagegen sind die Blöcke von

Morello-Alberese, die im Panna-Bereich auftreten, eher als Gleitmassen bzw. tektonische Klippen zu deuten, da sie nach der hier vertretenen und auf S.45 ff. begründeten Auffassung primär als kompetente Gesteinsserie im Hangenden der Argille von Panna sedimentiert wurden. Bei der späteren d i s h a r m o n i s c h e n F a l t u n g (M.RICHTER 1963) scherten sie dann ab.

Als weitere Gleitmassen befinden sich im Panna-Bereich das 1 km^2 große Cervarola-Sandsteinvorkommen von Montecarelli sowie eine inverse, nach SW einfallende Gesteinsplatte, die aus Scisti Varicolori und Morello-Alberese besteht (vgl. Abb.3).

Bezüglich des tektonischen Beanspruchungsplanes der Cervarola-Basis-Serie (Panna-Bereich) ergibt sich eine Übereinstimmung mit der Tektonik der Modino-Basis-Serien (K.RENTZ 1971,S.137 ff.).

4.3.1.2.2. Der M.Gazzaro-Bereich

Die bereits erwähnte Schichtverdoppelung im Futa-Schuppenkomplex (S.157) kommt durch die Überlagerung zweier Schuppenkomplexe zustande, die ihrerseits wieder in einzelne Schuppen aufgelöst sind. Der untere Bereich (M.Gazzaro-Bereich) umfaßt eine Schichtfolge, die aus Scisti Varicolori, Cervarola-Sandstein, Hangend-Mergel und Sestola-Vidiciatico-Argille besteht und am Poggio della Mandria komplett aufgeschlossen ist. Er ist am M.Gazzaro auf den Castel-Guerrino-Sandstein (J.GROSSCURTH 1971, synonym mit dem Castiglione-Sandstein des Verf. und dem Mandrioli-Sandstein von W.FREY 1969) überschoben und wird zusammen mit dem darüber befindlichen M.Frassino-Bereich randlich von den Cantiere-Basis-Argille (Emilianiden II) tektonisch überlagert.

Der durchschnittlich mit 20-30° nach NW einfallende M.Gazzaro-Bereich weist zahlreiche Störungen und interne Verschuppungen auf, entlang denen die Scisti Varicolori exponiert werden. Südlich des M.Gazzaro beginnen drei langgezogene, von Scisti Varicolori begleitete Schuppenbahnen, die sich weiter nach SE in das Arbeitsgebiet von

J.GROSSCURTH verfolgen lassen.

Am Castagna al Monte taucht der M.Gazzaro-Bereich als 1 km^2 großes tektonisches Fenster unter dem überlagernden M.Frassino-Bereich auf. Er kommt dann wieder südlich des M.Frassino zum Vorschein, wo er gegen die Stirnfalte des Mugello-Komplexes grenzt. Westlich des M.Frassino bildet er einen N-vergenten überkippten Sattel.

4.3.1.2.3. Der M.Frassino-Bereich

An der 7 km langen Überschiebungsbahn dieses Bereiches treten Scisti Varicolori auf. Der darunter befindliche Cervarola-Sandstein des M.Gazzaro-Bereiches ist in der Nähe der Überschiebungsbahn deutlich sichtbar mechanisch zerrüttet.

Z.T. ist der Cervarola-Sandstein des M.Frassino-Bereiches erodiert, so daß letzterer nur von den Scisti Varicolori aufgebaut wird, z.B. zwischen Migneto und La Dogana.

Am M.Citerna bildet der Cervarola-Sandstein dieses Bereiches einen N-vergenten überkippten Sattel. Er überlagert im E den M.Gazzaro-Bereich, im W die "Stirnfalte" des Cervarola-Sandsteins (Kap.4.3.1.1.) sowie den Castiglione-Sattel.

4.3.1.2.4. Die Poggio Stancalasino-Schuppe

Sie besteht aus den Mergeln des Poggio Stancalasino (S.44 ff.) und dem Cervarola-Sandstein und überschiebt die Schuppenbereiche des M.Frassino und des M.Gazzaro von W her. Im N ist sie auf den Invers-Schenkel der Stirnfalte überschoben. Generell fällt die Poggio-Stancalasino-Schuppe nach SW ein, jedoch streuen die Meßwerte stark.

4.3.1.3. Der Mugello-Komplex

Gegen den Futa-Schuppenkomplex grenzt im S mit einer N-vergenten, NW-SE-streichenden und z.T. überkippten Falte der Mugello-Komplex, der aus Cervarola-Sandstein und Hangend-Mergel ("Formazione di Londa", G.MERLA,V.BORTOLOTTI,P. PASSERINI 1967; P.MICHELI 1967) besteht. Er ist tektonisch an die großartige Synklinalstruktur des Mugello gebunden und wird deshalb separat behandelt (vgl.S.61/62).

Im Vergleich zum Futa-Schuppenkomplex ist der Mugello-Komplex tektonisch recht unkompliziert aufgebaut. Er besteht aus einer weiten, flachen Antiklinale, die im Untersuchungsgebiet keine Verschuppungen aufweist. Die SW-NE-verlaufenden Schuppenbahnen des Futa-Schuppenkomplexes setzen sich in den Mugello-Komplex lediglich mit zwei Abschiebungen gleicher Richtung fort, an denen jeweils die westliche gegenüber der östlichen Scholle antithetisch abgeschoben ist. Eine dieser Abschiebungen fungiert zugleich als diagonale Seitenverschiebung. An dieser ist die östliche Scholle um 2 km nach NE vorgestaffelt.

Die Antiklinale des Mugello-Komplexes taucht nach SE unter das plio-pleistozäne Mugello-Becken ab.

4.3.1.4. Cervarola-Hangend-Komplex

Dieser Komplex besteht überwiegend aus Olisthostrom-Serien (Sestola-Vidiciatico-Serie, S.75 ff., Hangend-Olisthostrom, S.93 ff.), in die ein normalsedimentär-turbiditischer Horizont, die Suviana-Serie (S.80 ff.), eingeschaltet ist. Der Cervarola-Hangend-Komplex überschiebt den Castiglione-Sattel (Umbro-Romagnolisch-Emilianische Zwischeneinheit) und wird seinerseits von N her durch die Emilianiden II (Cantiere-Monghidoro-Einheit) überschoben. Südlich Brasimone ist die Stirnfalte des Cervarola-Sandsteins lokal auf den Cervarola-Hangend-Komplex aufgeschoben.

In bezug auf den Cervarola-Sandstein ist der Cervarola-Hangend-Komplex als a u t o c h t h o n zu deuten, da er mit diesem durch sedimentäre Kontakte verbunden ist (vgl.S.70). Ausgenommen davon ist der nördlich des Castiglione-Sattels befindliche Bereich des Cervarola-Hangend-Komplexes. Dieser ist im Niveau der Sestola-Vidiciatico-Argille abgeschert und über den Castiglione-Sattel hinweg um 4 km nach NE geglitten. Ihm kommt deshalb eine begrenzte Allochthonie zu.

Obwohl der Cervarola-Hangend-Komplex die sedimentäre Fortsetzung der Modino-Cervarola-Einheit über dem Cervarola-Sandstein darstellt, ist er durch einen weitgehend selbständigen tektonischen Beanspruchungsplan gekennzeichnet.

Die Anwesenheit der mächtigen Olisthostrom-Serien verhindert die Einbeziehung des Cervarola-Hangend-Komplexes in den normalen Faltenbau des Cervarola-Sandsteins (Stirnfalte, vgl.S.154 ff.). Vielmehr ist der Cervarola-Hangend-Komplex d i s h a r m o n i s c h gefaltet, bedingt durch die d i a p i r ä h n l i c h e Tektonik (M. RICHTER 1963) der inkompetenten Olisthostrom-Serien. Die kompetente Suviana-Serie zerreißt dabei in einzelne Schollen ("Scherben", M.RICHTER 1963).

4.3.1.4.1. Olisthostrom-Serien

Die Olisthostrom-Serien waren durch Auflösung in Schlammströme, durch tektonische Gleitungen und rezente Hangrutschungen mehrfach plastischen bis viskos-flüssigen Durchbewegungen ausgesetzt. Trotzdem ist stellenweise der Schichtverband noch erhalten, was einer weiten (ligurischen) Herkunft widerspricht, sofern es sich nicht um eine"Pseudoschichtung" handelt, hervorgerufen durch Imbrikation der Komponenten. Insbesondere gilt dies für die unmittelbar im Hangenden des Cervarola-Sandsteins östlich des Lago di Suviana anstehenden Vorkommen der Sestola-Vidiciatico-Argille. Sie nehmen in begrenztem Umfange am Faltenwurf der Stirnfalte des Cervarola-Sandsteins teil, soweit die dort große Mächtigkeit dieser Serie nicht in Verbindung mit ihrem plastischen Verhalten ein Abgleiten von der Stirnfalte in nördlicher Richtung bewirkte. Nach N wird der ehemalige Schichtverband dann in zunehmendem Maße ausgelöscht. Speziell die rein tektonisch stärker beanspruchten Bereiche sind davon betroffen, so das Gebiet südöstlich des Lago del Brasimone, wo die Sestola-Vidiciatico-Argille zwischen Cervarola-Sandstein und Suviana-Serie tektonisch ausgequetscht werden, und der über den Castiglione-Sattel hinweg nach N vorgeglittene Bereich. Letzterer ist durch eine tektonische Vermengung von Sestola-Vidiciatico-Argille und Hangend-Olisthostrom gekennzeichnet. Generell kann die Unterscheidung zwischen Sestola-Vidiciatico-Argille und Hangend-Olisthostrom überall dort nur schematisch vorgenommen werden, wo eine klare Trennung durch die Suviana-Serie nicht gegeben ist.

Im Gegensatz zu den früheren reinen Allochthonie-Vorstellungen wird der Olisthostrom-Charakter dieser Serien heute von italienischen Autoren bestätigt. Jedoch nehmen diese überwiegend eine ligurische Herkunft an (P.ELTER et al. 1960; F.BALDACCI et al.1967; E.AMADESI 1967; u.a.). Sie deuten die Olisthostrome als Decken-Vorläufer. Im Gegensatz dazu ergaben die von den Geologen der Berliner Schule angestellten Untersuchungen (K.-J.REUTTER 1966,1968; K. GÜNTHER 1966; H.F.HEYMANN 1968; K.RENTZ 1971), daß die Herkunftsgebiete der Olisthostrome vermutlich in nahen Schwellenzonen zu suchen sind, die den extern von Liguriden und Toskaniden befindlichen Emilianischen Sedimentationsraum (K.-J.REUTTER 1964) begleiteten. Dementsprechend beschreibt K.GÜNTHER (1966) Olisthostrom-Einschaltungen im Macigno, die in emilianischer Fazies ausgebildet sind und bereits im U-Miozän, d.h. vor den ligurischen Deckenbewegungen (M-Miozän) erfolgten. Der Verf. schließt sich diesem Konzept naher Schwellen an, zumal im Untersuchungsgebiet Hinweise auf die Existenz einer derartigen Schwelle (Kap.5.1.,5.3.) gewonnen werden konnten.

Die Olisthostrom-Serien wurden vor ihrer endgültigen Einschaltung in die normale Schichtfolge der Modino-Cervarola-Einheit (im O-Aquitan und im O-Burdigal) offenbar bereits mehrfach umgelagert, da in den Argille neben der primären Fauna des N e o k o m s noch c e n o m a n e und o l i g o z ä n e bis a q u i t a n e Faunen angetroffen werden (Schliffe 205_{1-2}/66,S.77; Schliff 222/67 und Probe 114/64,S.94) konnten. Letztere geben die Zeiträume der Verfrachtungen an.

Nahe dem Kontakt zur Suviana-Serie ist der Schichtverband der Sestola-Vidiciatico-Argille in der Regel wenig zerstört, z.B. bei Bargi und am Il Monte/Pg.di Rocca.

Im Hangend-Olisthostrom nördlich des Lagio del Brasimone fällt ein Bereich auf, in dem besonders viele größere Olistholithe zusammengedrängt sind. Sie werden dort zwischen den Olisthostrom-Massen und dem Castiglione-Sattel eingeklemmt.

4.3.1.4.2. Suviana-Serie

Durch die Sestola-Vidiciatico-Serie ist die Suviana-Serie mit dem Cervarola-Sandstein sedimentär verbunden, wie die Beschreibung der entsprechenden Kontakte bzw. Übergangsbereiche zeigt (S.70 u. 82). In Kap.3.2.5.4. wurde die stratigraphisch-tektonische Stellung der Suviana-Serie bereits ausführlich behandelt. Sie kann demzufolge nicht als allochthon oder parautochthon betrachtet werden, sondern sie ist a u t o c h t h o n in bezug auf den Cervarola-Sandstein.

Dessen ungeachtet war sie Gleitungen auf ihrem inkompetenten Substrat (Sestola-Vidiciatico-Serie) unterworfen. Der zusammenhängende Schichtverband ist daher zugunsten einzelner Vorkommen aufgelöst, die perlschnurartig den Nordrand des Cervarola-Sandsteins begleiten. Eine weitere Folge ist die stellenweise starke Zerklüftung der Mergel in polyedrische Körper. Ein Hinweis auf die tektonische Beanspruchung ist zudem in 1-2 cm mächtigen, mit Harnischen versehenen Kalzitäderchen zu erblicken, die auf den Kontaktflächen Argille/Mergel und Mergel/Sandstein beobachtet werden können. Im folgenden werden die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Vorkommen von Suviana-Serie beschrieben:

Die Vorkommen von Suviana, Bargi und Baigno streichen 130° und fallen mit 40-60° steil nach NE ein. Bei Suviana und Bargi sind Verschuppungen zu beobachten. Dort sind 3 aus Suviana-Sandstein und -Mergeln bestehende Schuppen übereinandergestapelt. Die höchste Schuppe (Bargi) ist in sich korkenzieherartig verdreht, so daß ihr westlicher Teil überkippt gelagert ist.

Östlich des M.di Baigno reißt die Suviana-Serie an einer Störung ab. Die Stirnfalte des Cervarola-Sandsteins (inverser Faltenschenkel) ist dort nach NE vorgestaffelt. Dadurch wird die Suviana-Serie überfahren und überkippt. Das Streichen entspricht hier dem des Cervarola-Sandsteins (110°).

Nördlich des Castiglione-Sattels (allochthoner Bereich des Cervarola-Hangend-Komplexes) weist die Suviana-Serie

Lagerungsformen auf, die von denen des relativ zum Cervarola-Sandstein autochthonen Suviana - Bargi - Baigno - Brasimone - Zuges abweichen:

Das isolierte Vorkommen vom Lago del Maria stellt einen 150° streichenden ENE-vergenten überkippten Sattel dar, der auf Ostia-Sandstein der Emilianiden II aufgeschoben ist. Der nördliche Teil des Sattels ist aufgebrochen, in seinem Kern ist der überschobene Ostia-Sandstein exponiert.

Abgesehen von einer kleineren Suviana-Sandstein-Scholle bei Bruscoli bilden die übrigen Vorkommen von Suviana-Serie dieses Bereiches ein zusammenhängendes Sandstein-Massiv (Pg.Castello,Pg.Civitella,Pg.Sosparsa,Il Monte,Pg.di Rocca, M.Gradi). Es besteht in der Hauptsache aus einer 130° streichenden, langgezogenen, von Störungen zerhackten und z.T. verschuppten Sattel-Struktur. Entlang Störungen am Il Monte/Pg.di Rocca und am M.Gradi sind die unteren Suviana-Mergel sowie die Kontakte zur Sestola-Vidiciatico-Serie aufgeschlossen. Östlich der genannten Lokalitäten "ertrinken" die an Störungen abgeschobenen Teile der Sattel-Struktur in den Olisthostrom-Massen der Emilianiden II (Überschiebung der Cantiere-Basis-Argille).

M.Gradi und vermutlich auch das morphologisch herausragende obere Niveau des Pg.Castello stellen Schuppen dar, die der allgemeinen Sattel-Struktur aufsitzen.

Unter einer Argille-Bedeckung hängt die genannte Sattel-Struktur mit dem unteren Niveau des Pg.Castello zusammen. Es offenbart sich dort ein Phänomen, wie es von K.-J.REUTTER (1966) aus dem Raum von Pievepelago und von H.-U.SCHLÜTER (1968) aus der Gegend von Bobbio beschrieben wird.:

In diesen Gegenden ist der Südrand des Cervarola-Sandsteins derart aufgebogen, daß die Schichtunterseiten nach SW weisen. K.-J.REUTTER & H.-U.SCHLÜTER (1968) erklären diese Erscheinung durch die synsedimentäre Heraushebung einer das Sedimentationsbecken im S begrenzenden Schwelle und eine dadurch verursachte Aufbiegung des südwestlichen Beckenrandes des Cervarola-Sandsteins.

Dieser Struktur vergleichbar ist der am Pg.Castello

anstehende südliche Faltenschenkel der obengenannten Suviana-Sandstein-Antiklinale aufgebogen und überkippt. Daraus ist ein nach NE gerichteter tektonischer Schub abzuleiten, den der südlich angrenzende Castiglione-Sattel (Kap.4.5.) auf die Suviana-Serie dieses Bereiches ausgeübt haben muß, nachdem diese über den Castiglione-Sattel nach NE hinweggeglitten war. Folgt man der Erklärung einer derartigen Struktur durch K.-J.REUTTER (1966) und H.-U.SCHLÜTER (1968), so ergeben sich folgende zwei Möglichkeiten des zeitlich-räumlichen Ablaufes:

1.) Im O-Aquitan war die Sedimentation des Castiglione-Sandsteins beendet. Zugleich (ab O-Aquitan) begann die Sedimentation der primär südlich vom Castiglione-Trog befindlichen Suviana-Serie. Nach deren Ablagerung glitten Teile davon über den Castiglione-Sandstein hinweg nach NE. Dieser begann sich dann herauszuheben, da er vermutlich vom O-Burdigal ab in die für dieses Gebiet postulierte Schwellenzone (vgl.S.158 und Kap.5.1.,5.3.) mit einbezogen wurde, und schleppte den Südrand der nördlich anschließenden Suviana-Serie mit auf. Währenddessen kann die Sedimentation mit der Ablagerung des Hangend-Olisthostroms weitergegangen sein. Der Terminus "synsedimentär" bezöge sich dann nicht streng auf die Suviana-Serie, sondern auf den gesamten Cervarola-Hangend-Komplex.

2.) Berücksichtigt man die faziell vermittelnde Stellung der Suviana-Serie zwischen der Modino-Cervarola-Einheit und den Umbro-Markiden, dann wird ein etwas anderes Modell wahrscheinlicher. Da die Suviana-Serie (ebenso wie der Hangend-Olisthostrom) einerseits ein stratigraphisches Glied der Modino-Cervarola-Einheit ist, andererseits aber östlich des Futa-Passes Übergänge zur Formazione Marnoso Arenacea (Umbro-Markiden) hat (Abb.12; siehe auch J.GROSSCURTH 1971), muß im Grenzbereich Emilianiden I / Umbro-Markiden von der Aquitan-Burdigal-Grenze bis zum O-Burdigal ein einheitlicher Sedimentationsraum existiert haben, in dem die Suviana-Serie (hier: synonym zur Unteren Formazione Marnoso Arenacea) über den Cervarola-Sandstein und den nördlich davon befindlichen Spezialtrog des Castiglione-Sandsteins (Emilianisch-Umbromarkische Zwischeneinheit) hinweg zur Ablagerung kam. Im höheren Burdigal begann dann die Heraushebung des Castiglione-Sattels, so daß Teile der Suviana-Serie von diesem synsedimentär nach NE abrutschten und die beschriebene Sattel-Struktur mit umgeklapptem Südrand bildeten.

4.4. M.Monzone - Guzzano - Einheit (Untereinheit der Emilianiden I)

Aufgrund der in Kap.3.3. dargestellten Beobachtungen werden die Mergel des M.Monzone zusammen mit dem Sandstein von Guzzano als nördliche Randfazies des Cervarola-Sandsteins

aufgefaßt. Da sie eine von diesem räumlich getrennte Position einnehmen und demzufolge einen gesonderten tektonischen Beanspruchungsplan aufweisen, müssen sie als Untereinheit der Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) behandelt werden.

Die genannten Serien sind 3 km vom Nordrand des Cervarola-Sandsteins entfernt. Sie sind allseitig von Cantiere-Basis-Argille umgeben und ragen aus diesen als tektonisches Fenster heraus. Durch D e h n u n g s s t ö r u n g e n ist die ehemals zusammenhängende Gesteinsplatte in einzelne Schollen zerlegt, die ihrerseits mit den Cantiere-Basis-Argille verschuppt sein können.

Die Mergel des M.Monzone fallen nach NE flach unter den Sandstein von Guzzano ein. Dieser bildet einen flachen, etwa 130° streichenden Sattel. In seinem unteren Niveau sind die Turbiditbänke durch eine intensive synsedimentäre Rutschfaltung geprägt.(vgl.S.111), was auf ein submarines Relief zum Zeitpunkt der Ablagerung hinweist. Dieses war auf dem nördlichen Trograd des Modino-Cervarola-Beckens sicher vorhanden.

4.5. Castiglione-Sattel (Emilianisch — Umbro-Romagnolische Zwischeneinheit

Die Fortsetzung des Castiglione-Sattels nach SE ist im Castel-Guerrino-Sandstein (J.GROSSCURTH 1971) sowie im Mandrioli-Sandstein (W.FREY 1969) zu sehen. Alle drei Sandsteine vermitteln in Fazies und Alter zwischen Cervarola-Sandstein und der umbro-romagnolischen Formazione Marnoso Arenacea.

Der 12 km lange und 3 km breite Castiglione-Sattel ist an seinen Enden fast symmetrisch gebaut und taucht dort unvermittelt mit umlaufendem Streichen ab. In Richtung auf sein Zentrum wird er jedoch zunehmend NE-vergent und überkippt schließlich, wobei der hangende Faltenschenkel abreißt und den liegenden Faltenschenkel um einen geringen Betrag überfährt. Die größere Sedimentmächtigkeit in seinem Zentrum (etwa 1 000 m) konnte bei der Faltung nur durch eine verstärkte Raumverkürzung ausgeglichen werden.

Es hat den Anschein, daß der Castiglione-Sandstein in einem dem Cervarola-Sandstein-Becken nordöstlich vorgelagerten lokalen Spezialtrog zur Ablagerung kam, dessen ehemalige Längserstreckung etwa mit der heutigen Verbreitung identisch ist. Daß seine primäre Lage der heutigen Verbreitung entsprechen muß, geht auch daraus hervor, daß bei der späteren Raumverkürzung in SW-NE-Richtung der dem Castiglione-Sandstein im NE vorgelagerte allochthone Bereich des Cervarola-Hangend-Komplexes eine synsedimentär-tektonische Beeinflussung durch den Castiglione-Sattel erfahren hat. Der Castiglione-Sattel muß vom höheren Burdigal ab in das vermutete Schwellengebiet einbezogen gewesen sein, das die Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) von den Emilianiden II (Cantiere-Monghidoro-Einheit) getrennt hat (vgl.S. 168). Bei seiner asymmetrischen (NE-vergenten) Heraushebung hat er einen Teil der (in bezug auf den Cervarola-Sandstein) allochthonen Suviana-Serie mit aufgeschleppt (S.168).

Der Castiglione-Sattel bildet die tiefste tektonische Einheit des Untersuchungsgebietes. Er wird sowohl von den Emilianiden I als auch von den Emilianiden II überschoben. Deshalb und aus den obengenannten Gründen ist er relativ a u t o c h t h o n .

4.6. Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)

Die Cantiere-Monghidoro-Einheit überschiebt randlich im S die Emilianiden I und im E die Umbro-Markiden. Im N dagegen ist sie durch verschiedene Molasse-Schichtglieder sedimentär mit den Sedimenten der Poebene verbunden (C.WIEDENMAYER 1951).

Die Mehrzahl der italienischen Autoren ordnet die Gesteine dieser Einheit bis in jüngste Zeit (z.B. G.SESTINI ed.1970) der ligurischen Ophiolith- und Alberese-Decke zu. Im Gegensatz dazu nehmen die Berliner Geologen ein Herkunftsgebiet an, das ursprünglich im NE der Liguriden und Toskaniden gelegen hat. Die Gründe dafür werden von den Autoren ausführlich und überzeugend diskutiert (G.v.STRUENSEE 1967, S.137 ff.; K.-J.REUTTER 1968,S.213 ff.; H.F.HEYMANN 1968, S.155 ff.; K.RENTZ 1971, S.139 u.S.278 ff.). Der Verf.

schließt sich daher dieser Annahme an, ohne die Diskussion an dieser Stelle zu wiederholen. In den Kap.5.8.u.5.9. werden die im Untersuchungsgebiet gewonnenen Argumente für das paläotektonische Schema der Berliner Schule noch zusammenhängend dargestellt.

K.-J.REUTTER (1966,1968) unterschied die Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II) von der Einheit des Innerapenninen Tongriano (Emilianiden III) und der Cassio-Einheit (Emilianiden IV). Jedoch gelang K.RENTZ (1971,S.271) der Nachweis, daß die Emilianiden II, III und IV als eine einzige tektonische Einheit, abgelagert in ein und demselben Faziesraum, aufzufassen sind (vgl.auch K.-D.KRAMPE 1964 und H.F.HEYMANN 1968). Im Untersuchungsgebiet sind die entsprechenden Gesteine aber nur in der Fazies der Cantiere-Monghidoro-Einheit ausgebildet.

Hier präsentiert sich die Cantiere-Monghidoro-Einheit als reines Allochthon. Jedoch ist ihre Aufschiebung auf Modino-Cervarola-Einheit und Umbro-Markiden vermutlich nur randlich. Am Futa-Paß sind 5 km Überschiebungsweite zu erkennen, bei Guzzano 2 km. K.-J.REUTTER (1966) rechnet mit Überschiebungsbeträgen von 20-30 km, was einem N a h - s c h u b entspricht. L.U.de SITTER (1956) und M.RICHTER (1963) sehen den Mechanismus für die Deckenverlagerungen in d i a p i r i s c h e n Bewegungen. Bedenkt man, daß die Cantiere-Monghidoro-Einheit nach dem Berliner Modell ursprünglich im N der Modino-Cervarola-Einheit abgelagert wurde (K.-J.REUTTER 1968, K.RENTZ 1971) und außerdem noch sedimentär mit den Sedimenten der Po-Ebene verbunden ist, so kann sie ihren Sedimentationsraum nicht wesentlich verlassen haben und wäre demnach insgesamt als p a r - a u t o c h t h o n zu betrachten.

4.6.1. Die tektonischen Bauelemente der Cantiere-Monghidoro-Einheit

Die Cantiere-Monghidoro-Einheit kann als klassisches Beispiel für die " S c h e r b e n t e k t o n i k " von M.RICHTER (1963) angesehen werden, da sie aufgrund des Wechsels von inkompetenten und kompetenten Serien durch

einen d i s h a r m o n i s c h e n B a u s t i l geprägt ist. Das untere, inkompetente Stockwerk (Komplex der Cantiere-Basis-Argille, Kap.4.6.1.1.) verhält sich diapirähnlich, so daß das obere, kompetente Stockwerk (Scherbenkomplexe, Kap.4.6.1.2.) in "Scherben" zerreißt, die auf ihrem Unterlager gleiten. Es ist aber nicht ersichtlich, ob das Scherben-Stockwerk primär eine geschlossene Sedimentdecke bildete oder aber in Form einzelner Sedimentlinsen auf dem Substrat zur Ablagerung kam (vgl.K.RENTZ 1971,S.273).

4.6.1.1. Komplex der Cantiere-Basis-Argille

Zu diesem Komplex sind Teile der Buntschiefer zu rechnen, sofern sie direkt auf Cantiere-Basis-Argille sedimentiert wurden und nicht mit dem kompetenteren Ostia-Sandstein vergesellschaftet sind.

Analog den Olisthostrom-Serien der Modino-Cervarola-Einheit ist das heutige Erscheinungsbild der Cantiere-Basis-Argille chaotisch ("Terreni caotici eterogenei" von E.AMADESI 1967). H.F.HEYMANN (1968) hat Hinweise dafür gefunden, daß der chaotische Charakter häufig nur durch rezente Hangrutschungen ("frane") vorgetäuscht wird und daß die Cantiere-Basis-Argille in tieferen Geländeanrissen durchaus wohlgeschichtet sind. Solche Aufschlüsse wurden im Untersuchungsgebiet selten beobachtet. Vielmehr müssen für den chaotischen Habitus neben rezenten Hangrutschungen auch olisthostromatische Vorgänge und rein tektonische Deformationen, d.h., plastische bis viskos-flüssige Verformungen (H.R.DOTT 1963), verantwortlich gemacht werden, die sich in verschiedenen Zeiträumen besonderer orogenetischer Aktivität ereigneten.

Ein solcher tektonisch besonders lebhafter Zeitabschnitt war das Cenoman. Umlagerungen von Neokom-Faunen im Cenoman (Schliff 235/67,S.120) weisen auf Olisthostrom-Bildungen in den Cantiere-Basis-Argille hin. Ein weiteres Indiz für die orogenetische Tätigkeit im Cenoman ist die Bildung gemischter Sediment-Ophiolith-Brekzien, an deren Aufbau Palombinokalk-Brocken aus den Argille beteiligt sind. Auch in anderen Faziesgebieten kam es im Cenoman zu Brekzienbildungen (K.GÜNTHER & K.-J.REUTTER 1966; K.GÜNTHER & W.WACHSMUTH 1969).

Ein weiterer Schwerpunkt der Verformung für die Cantiere-Basis-Argille lag im Eozän, das durch eine Orogenese mit Faltung und anschließender Einrumpfung der höheren Serien (Cantiere-Monghidoro-Serie) ausgezeichnet ist. Wieder wurden neokome (Tintinniden-)Faunen umgelagert, dazu jetzt auch Oberkreide-Faunen (Schliffe 57_{1-2},60/67,S.125).

Schließlich haben die jungen Deckenbewegungen (ab M-Miozän) sowie die postparoxysmale bis rezente Dehnung des Gebirges im Plio-Pleistozän entlang Abschiebungen das heutige Erscheinungsbild der Cantiere-Basis-Argille abgerundet.

4.6.1.2. Scherben-Komplexe

In diesen Komplexen sind die Cantiere-Monghidoro-Serie und ihre kompetenten Basis-Schichtglieder (Ostia-Sandstein, Teile der Buntschiefer-Serie), die gemeinsam einem e o z ä n e n F a l t e n b a u unterworfen waren, mit den überwiegend postorogenetischen Molasse-Sedimenten zusammengefaßt. Das ist deshalb erforderlich, weil die genannten Sedimenttypen unabhängig von ihrer früheren faziellen und tektonischen Entwicklung in 4 größeren G l e i t m a s s e n über den Cantiere-Basis-Argille angeordnet sind. Allen 4 Gleitmassen ist ein B r u c h s c h o l l e n b a u gemeinsam, dessen postparoxysmaler Charakter dadurch erkennbar ist, daß eine der D e h n u n g s s t ö r u n g e n (Abschiebungen) am M. Vigese eine subrezente Hangschuttbrekzie um 130 m vertikal versetzt (Foto 2 auf Taf.XI).

4.6.1.2.1. Camugnano - Trasserra - Komplex

In der 13 km^2 großen Gesteinsplatte sind Ostia-Sandstein, Buntschiefer-Serie und undifferenzierter Cantiere-Monghidoro-Sandstein miteinander vergesellschaftet. Diese Schichtglieder wurden von E.AMADESI (1967) zur "formazione di Camugnano" zusammengefaßt (vgl.S.126).

Die Platte lagert im S den Cantiere-Basis-Argille auf, fällt generell mit 20-30° in nördliche Richtung ein und wird dort von Cantiere-Basis-Argille flach überschoben.

Außerdem ist sie in sich verschuppt. Eine untere Schuppe (Ostia-Sandstein und Cantiere-Monghidoro-Sandstein) wird von einer Ostia-Sandstein-Buntschiefer - Schuppe tektonisch überlagert. Der tektonische Kontakt ist am M.di Camugnano besonders gut aufgeschlossen und wird dort von E.AMADESI als "gut sichtbarer stratigraphischer Übergang" bezeichnet.

An der gleichen Lokalität ist auch die innerhalb dieses Schuppen-Komplexes bestehende S t o c k w e r k s - t e k t o n i k zu beobachten. Der Ostia-Sandstein der oberen Schuppe stellt eine geneigte Gesteinsplatte mit intensiver interner Verfaltung dar. Es dürfte sich dabei um eine s y n s e d i m e n t ä r e R u t s c h - f a l t u n g handeln. Diese Verformung wiederholt sich im Detail als "convolute lamination" in den einzelnen Kalksandstein-Bänkchen.

Der Cantiere-Monghidoro-Sandstein sowie der Ostia-Sandstein der unteren Schuppe sind dagegen nahezu ungefaltet und lediglich verstellt. Nur bei Carpineta ist ein lokaler Sattel zu beobachten, dessen Achse mit 40° nach SW abtaucht.

Der Camugnano-Trasserra-Komplex wird entlang 4 großen, N-S bis SW-NE-verlaufenden postparoxysmalen Abschiebungen in mehrere Bruchschollen zerlegt.

4.6.1.2.2. Monghidoro - Komplex

Von dem 200 km^2 großen Komplex, der aus den einzelnen Schichtgliedern der Cantiere-Monghidoro-Serie (Kap.3.5.3.) aufgebaut wird, ist die westliche Hälfte durch die Kartierung erfaßt worden. Nachdem diese riesige Gesteinsplatte während der eozänen Orogenese gefaltet und eingerumpft worden war, transgredierten darüber vom Oligozän ab die jüngeren Molasse-Serien (C.WIEDENMAYER 1951). Später (ab M-Miozän) erfolgte dann noch eine gravitative Verfrachtung nach S und E.

Die Tatsache, daß der überwiegende Teil der Monghidoro-Platte überkippt liegt, gab zu verschiedenen Deutungen des dafür verantwortlichen Mechanismus Anlaß. Sowohl J.C.MAXWELL (1959a,1964) als auch K.J.HSU (1967) nehmen eine ligurische Herkunft der Monghidoro-Platte an unter Verwendung des Prinzips der "rughe tettoniche" (G.MERLA 1952).

Bezüglich des Inversionsvorganges schlagen die genannten Autoren jedoch voneinander differierende Modelle vor.

Nach J.C.MAXWELL (1959a) sollen die Sedimente der Monghidoro-Platte zunächst von Argille Scagliose s.l. "begraben" worden sein. Sodann wurden beide Sedimente gemeinsam als tektonische Schwelle herausgehoben, wobei die Sedimente der späteren Monghidoro-Platte in noch unverfestigtem Zustand in irgendeinem Niveau abscherten und von den darüber befindlichen, in Richtung des Schwerkraftgefälles gleitenden Argille Scagliose-Massen zu einer großen liegenden Mulde ("flap") eingerollt wurden. K.J.HSÜ (1967) belegt diesen Mechanismus mit der Bezeichnung "rolling rug" (vgl.K.J.HSU 1967,Abb.1a auf S.66). Nach seiner Vorstellung ist eine Entstehung als große, liegende Deckfalte ("recumbend fold", Abb.4 auf S.69) wahrscheinlicher, deren hangender Faltenschenkel später erodiert wurde.

Bei der Kartierung ergab sich nun, daß der inverse Teil des Monghidoro-Komplexes am M.Catarelto einen normalliegenden Horizont überlagert. Deshalb läßt sich die Monghidoro-Struktur besser als liegende Mulde ("rolling rug") im Sinne MAXWELL's erklären. Bei einer Entstehung als liegender Sattel ("recumbend fold") dürfte unter dem inversen Schichtpaket kein normalliegender Bereich existieren.

Der normalgelagerte Sandstein des M.Catarelto bildet einen Sattel mit SSW-NNE-streichender Achse. Er taucht im W unter Cantiere-Basis-Argille und im E entlang dem Setta-Tal unter den inversen Teil des Monghidoro-Komplexes ab. Sein tektonisches Dach wird von einer 3 km^2 großen, aus inversem Cantiere-Monghidoro-Sandstein bestehenden Klippe aufgebaut, die durch das V-Tal der Setta von der Hauptmasse des inversen Bereiches abgeschnitten wird. Die Invers-Platte ist in flache Sättel und Mulden gegliedert. Nördlich Pian del Voglio wird sie von einer WNW-ESE - verlaufenden Abschiebung versetzt. Vermittels einer SSW-NNE - streichenden Störung grenzt die Invers-Platte im E gegen einen langgezogenen, normalliegenden Bereich, dessen Südende sich bis zum Futa-Paß erstreckt.

4.6.1.2.3. M.Vigese - Komplex

Im W überlagert der 8 km^2 große Komplex die Cantiere-Basis-Argille mit einer sichtbaren Überschiebungsfläche, während er entlang seinen übrigen Grenzen mit Störungen gegen die

Argille versetzt ist. Von den prä-eozänen Schichtgliedern zeigt nur der undifferenzierte Cantiere-Monghidoro-Sandstein eine flache Wellung. Die sich darüber entwickelnden paläozänen Molasse-Schichtglieder sind fast ungeschichtet und lassen daher keine Faltung erkennen.

Der prä-eozäne Bereich wird mit scharfem Kontakt und ohne sichtbare Winkeldiskordanz von Valpiana-Mergeln und Loiano-Sandstein überlagert. Letzterer ist tektonisch verstellt und nur lokal schwach gefaltet.

Im M.Vigese-Komplex ist der postparoxysmale Bruchschollenbau so intensiv verwirklicht, daß dadurch die Rekonstruktion der Schichtfolge erschwert wurde. Die ausschließlich aus Abschiebungen bestehenden Dehnungsstörungen haben SW-NE- sowie SSE-NNW-Richtungen. Eine dieser Abschiebungen versetzt am M.Vigese eine subrezente Hangschuttbrekzie um 130 m.

4.6.1.2.4. Monteacuto Ragazza - Komplex

Abgesehen von faziellen Differenzierungen entspricht dieser Komplex in Größe, Schichtfolge und Beanspruchungsplan dem M.Vigese-Komplex. Bemerkenswert ist eine schüsselförmige Verbiegung des Komplexes mit etwa N-S-streichender Muldenachse. Da die Schichtfolge das U-Aquitan erreicht, muß hier noch im U-Miozän eine schwache Faltung erfolgt sein.

4.7. Die Störungs-Systeme

Die überwiegende Zahl der Störungen folgt entweder dem Streichen des Apennins (ESE) oder der Richtung der großen Flußläufe (NNE). Bereits L.BOMBICCI (1881) erkannte diese beiden Hauptrichtungen ("faglie longitudinali" und "faglie trasversali").

Nicht zuletzt die Beobachtung der Störungen führte in jüngerer Zeit zur Theorie der "cunei composti" (C.I.MIGLIORINI 1948; G.MERLA 1952). Danach soll bei der von SW nach NE fortschreitenden Heraushebung von "rughe" (Runzeln), in der der Transportmechanismus für die allochthonen Deckeneinheiten gesehen wird, die Erdkruste unter der Wirkung kompres-

siver Kräfte entlang eines Systems von gleichzeitig entstehenden Auf- und Abschiebungen in keilförmige Segmente ("cunei") zerlegt worden sein.

L.DAINELLI (1951,1953) bezieht das im Modeneser und Bologneser Apennin vorliegende System von Auf- und Abschiebungen auf das von MIGLIORINI postulierte Modell der "cunei compositi". Wie aber die Geologen der Berliner Schule (u.a. H.F.HEYMANN 1968, K.RENTZ 1971) nachwiesen, entstanden die Aufschiebungen und Abschiebungen nicht gleichzeitig. Vielmehr sind die (apenninisch streichenden) Aufschiebungen überwiegend auf den Faltenbau zu beziehen, während die "transversalen" Abschiebungen überwiegend postparoxysmal entstanden. Entsprechende Beobachtungen liegen aus dem Untersuchungsgebiet vor,

Im Untersuchungsgebiet sind 4 zeitlich-genetisch voneinander verschiedene Störungssysteme zu erkennen:

1.) Synparoxysmale Auf- und Überschiebungen.

Dieser Typ ist auf die Modino-Cervarola-Einheit beschränkt und entwickelt sich direkt aus der Faltentektonik. Die Sättel zerscheren dabei auf den Achsenflächen und verschuppen. Eine derartige, apenninisch streichende Schuppenbahn (Auf- bzw. Überschiebung) zerlegt die Stirnfalte des Cervarola-Sandsteins (Kap.4.3.1.1.) in zwei Schuppen.

Unmittelbar südlich des Untersuchungsgebietes ist noch eine genetisch gleichwertige Aufschiebung (Linie Pg.Roncomannaio - Pg.di Petto) vorhanden. Diese ist trotz ihrer synparoxysmalen Anlage nachweislich noch bis in jüngste Zeit tektonisch belebt gewesen. Sie hat noch Schutt gefördert, nachdem der Cervarola-Sandstein dieses Gebietes bereits sein subrezentes Relief erhalten hatte und um 600 m abgetragen worden war (C.HEMMER 1966,S.98 und Abb.41,42).

Die antiapenninisch streichenden Aufschiebungen des Futa-Schuppenkomplexes (Kap.4.3.1.2.) sind genetisch mehrdeutig. Eine Möglichkeit der Interpretation besteht darin, sie ebenso wie die diagonalen Seitenverschiebungen (z.B. des oberen Brasimone-Tales) als synparoxysmal im Sinne M.RICHTER's (1958) zu werten. Nach M.RICHTER werden die Gebirge während der Faltung senkrecht zum Streichen komprimiert, im Streichen dagegen gelängt, so daß es zu einer "Querfaltung" kommt. "Das steile Auf und Ab der Achsen kann sich bis zu

lokalen Aufschiebungen und Überschiebungen steigern..." (M.RICHTER 1958,S.314).

Dabei ist zu bedenken, daß der Futa-Schuppenkomplex ja in begrenztem Umfang allochthon ist. Bei einem Festhalten an der synparoxysmalen Erklärung seiner Aufschiebungen müßte man den Zeitpunkt der Verfrachtung des Futa-Schuppenkomplexes während der Faltung oder schon synsedimentär annehmen, analog dem allochthonen Bereich der Suviana-Serie (S.168).

Andererseits kann man die Tektonik des Futa-Schuppenkomplexes auch durch Einengung in Richtung auf den Umbro-Romagnolischen Block (d.h., nach dem M-Miozän, vgl.S.158) erklären. In diesem Falle wären seine Aufschiebungen postparoxysmal.

Weiterhin ist ein unmittelbarer Zusammenhang mit der Sillaro-Linie (S.158) zu vermuten, die über einen längeren Zeitraum hinweg tektonisch belebt war (V.BORTOLOTTI 1966).

2.) Postparoxysmale Dehnungsstörungen.

Der Bruchschollenbau der Scherben-Komplexe in den Emilianiden II (Kap.4.6.1.2.) wurde bereits ausführlich beschrieben. Dessen Dehnungsstörungen (Abschiebungen) sind postparoxysmal in bezug auf die eozäne Orogenese. Die Dehnungs- und Hebungsvorgänge halten nachweislich bis zum heutigen Tage an, wie der Versatz einer subrezenten Hangschuttbrekzie um 130 m am M.Vigese zeigt (Foto 2,Taf.XI).

In den Emilianiden I sind die NNE-streichenden Abschiebungen entlang der Flußläufe (Limentra di Treppio, oberes Brasimone-Tal, Bisenzio-Tal) als Ausdruck der Dehnung bei der späteren Hebung des Gebirges zu werten.

3.) Spätparoxysmale Bewegungen.

Sowohl die Emilianiden I als auch die Emilianiden II erfuhren vom M-Miozän ab Verfrachtungen, wobei die Emilianiden II allerdings den größeren Weg zurückgelegt haben (nach K.-J. REUTTER 1966 20-30 km). Der Schub der beiden Einheiten war gegeneinander gerichtet und fand wohl gleichzeitig statt, so daß in ihrem heutigen Grenzgebiet eine Verschluckungszone angenommen werden muß (ehemalige Schwellenzone). Entlang dieser Verschluckungszone sind die Emilianiden II auf die Emilianiden I randlich überschoben. Ausdruck dieser Überschiebung in den Emilianiden II sind die Verschuppungen des Camugnano-Trasserra-Komplexes (Kap.4.6.1.2.1.), dessen Schuppen in Richtung der allgemeinen Überschiebung der

Emilianiden II imbrizieren.

Die synparoxysmalen Aufschiebungen der Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) wurden zu diesem Zeitpunkt vermutlich tektonisch wiederbelebt.

4.) Übergeordnetes postorogenetisches Bruchsystem

Bei Betrachtung der geologischen Karte wird deutlich, daß ein System übergeordneter Bruchlinien alle übrigen Strukturen ohne Rücksicht auf tektonische Einheiten abschneidet. Es ist ein "aufgesetztes" System, das erst angelegt wurde, nachdem alle Faltungs- und Überschiebungsvorgänge abgeschlossen waren. Vier dieser Bruchlinien durchschneiden in NNE-Richtung das gesamte Untersuchungsgebiet. Von W nach E sind dies folgende Linien:

a) Treppio-Camugnano-Monteacuto-Linie. Entlang dieser Linie ist im Treppio-Tal der Cervarola-Sandstein abgeschoben. Weiter nördlich zerschert zu beiden Seiten dieser Linie die Suviana-Serie in die Schollen von Suviana/Bargi und von Baigno, ebenso die M. Monzone-Guzzano-Serie in die Schollen vom M. Monzone und von Guzzano. Die Linie setzt sich fort in einer Abschiebung des Camugnano-Trasserra-Komplexes und im tektonischen E-Rand des Monteacuto Ragazza-Komplexes.

b) Brasimone-Trasserra-M. Catarelto-Linie. Eine Abschiebung bzw. Seitenverschiebung des Cervarola-Sandsteins im oberen Brasimone-Tal findet ihre Fortsetzung in einer Zerscherung der Suviana-Serie (östlich M. Baigno), des Camugnano-Trasserra-Komplexes und in der westlichen Überschiebung des Monghidoro-Komplexes durch die Cantiere-Basis-Argille.

c) Die Bisenzio-Setta-Linie stört den Cervarola-Sandstein, schneidet die Suviana-Serie nordöstlich Castiglione dei Pepoli ab und verläuft dann entlang der Aufschiebung der inversen Monghidoro-Platte auf den Catarelto-Sattel (S.175).

d) Prato-Sillaro-Linie. Ihr folgen die NNE-verlaufenden Aufschiebungen des Futa-Schuppenkomplexes und die Überschiebung der Emilianiden II auf die Umbro-Markiden (vgl. S.158 u. 170).

Nach V. BORTOLOTTI (1966: "Livorno-Sillaro-Linie") handelt es sich dabei um eine den gesamten Nordapennin zerschneidende Schwellenzone, Flexur oder Störungszone, entlang der sich vom Jura ab das nordwestliche Gebiet stark absenkte und eine intensive tektonische Entwicklung erfuhr, während das südöstlich anschließende Gebiet in relativer Ruhe verharrte. In der nordwestlichen Scholle ereignete sich demzufolge eine starke Faltung und Raumverkürzung. Das Ausbleiben der Raumverkürzung in der SE-Scholle soll eine Vorstaffelung nach NE um 50-60 km entlang der Livorno-Sillaro-Linie bewirkt haben. Erdbeben im Gebiet dieser Linie sollen deren rezente Aktivität belegen.

Der Verf. stimmt mit BORTOLOTTI insofern überein, als er die Sillaro-Linie für ein frühzeitig angelegtes Lineament hält, das bis in jüngste Zeit belebt war oder ist. Das "aufgesetzte" Bruchsystem des Untersuchungsgebietes ist der Sillaro-Linie parallel angeordnet und kann auf deren subrezente tektonische Aktivität zurückgeführt werden.

Die Ausführungen über die Störungssysteme des Untersuchungsgebietes machen deutlich, daß zwar zu verschiedenen Zeiten genetisch verschiedene Trennflächen angelegt wurden, was aber keine scharfe Separierung in getrennte Vorgänge bedeutete. Vielmehr wurden einmal angelegte Trennflächen in späteren Zeiträumen unter anderen genetischen Bedingungen wieder in die tektonischen Ereignisse mit einbezogen. Ein Beispiel dafür sind die Störungen des oberen Brasimone-Tales. Sie wurden synparoxysmal als diagonale Seitenverschiebung angelegt infolge der Längung des Gebirges im Streichen. Bei der späteren Hebung des Gebirges wurden sie als Dehnungsstörungen (Abschiebungen) wiederbelebt.

5. Zur faziellen und paläotektonischen Entwicklung der Emilianischen Serien

5.1. Faziesdifferenzierungen in der Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden 1)

K.-J.REUTTER (1968,S.198-199) stellt die verschiedenen Faziesausbildungen im Streichen der Modino-Cervarola-Einheit anhand einer Tabelle zusammen.

Durch das Untersuchungsgebiet verläuft eine Faziesgrenze, welche die aus dem Raum von Pievepelago (Prov.Modena,K.-J. REUTTER 1966) und dem Dolo-Tal (Prov.Reggio Emilia, K.RENTZ 1971) bekannten Schichtfolgen gegen die weiter im SE verbreiteten Schichtfolgen abgrenzt. Es handelt sich dabei um die SW-NE-verlaufende Prato-Sillaro-Linie (V.BORTOLOTTI 1966). Modifiziert man die Deutung dieser Linie durch BORTOLOTTI (vgl.S.179) entsprechend den Fazies-Verteilungen in der Modino-Cervarola-Einheit, so wird deutlich, warum die Modino-Cervarola-Einheit durch die Prato-Sillaro-Linie in zwei große Bereiche mit grundsätzlich verschiedener Fazies-Entwicklung zerlegt wird:

Die westliche Hälfte der Modino-Cervarola-Einheit ist im Zeitraum Neokom-Alttertiär durch eine starke Absenkung gekennzeichnet, die durch mächtige Turbidit- und Olistho-strom-Sedimentation kompensiert wurde (Modino-Basis-Serien, Modino-Sandstein, Pievepelago-Formation). Demgegenüber herrschte im SE-Teil des Modino-Cervarola-Beckens während des Mesozoikums und Alttertiärs eine kalkig-pelitische Sedimentation nicht zu tiefen Wassers unter ruhigen, pelagischen Bedingungen ("Nummulitico", Scisti Varicolori etc., Scaglia).

Es muß infolgedessen von der Jura/Kreide-Grenze an entlang der Prato-Sillaro-Linie zu einer beträchtlichen Absenkung der westlichen Beckenhälfte gekommen sein, analog der Absenkung des Ligurischen Troges gegenüber dem Toskanikum, die K.-J.REUTTER (1964) vom Neokom ab vermutet.

Auch aus der Bouguer-Schwereverteilung (AGIP MINERARIA 1959) läßt sich die Absenkung des westlichen Teilbeckens erkennen. Die Prato-Sillaro-Linie markiert sich durch einen deutlichen Knick in den Isogammen (Abb.13). Das Gebiet westlich des Knicks ist durch eine geringere Schwere ausgezeichnet, was auf eine größere Tiefenlage des Grundgebirges schließen läßt (vgl.V.BORTOLOTTI 1966).

BORTOLOTTI läßt offen, ob es sich bei der Prato-Sillaro-Linie um eine Schwelle, eine Flexur oder um ein Störungssystem gehandelt hat. Der Verf. der vorliegenden Arbeit

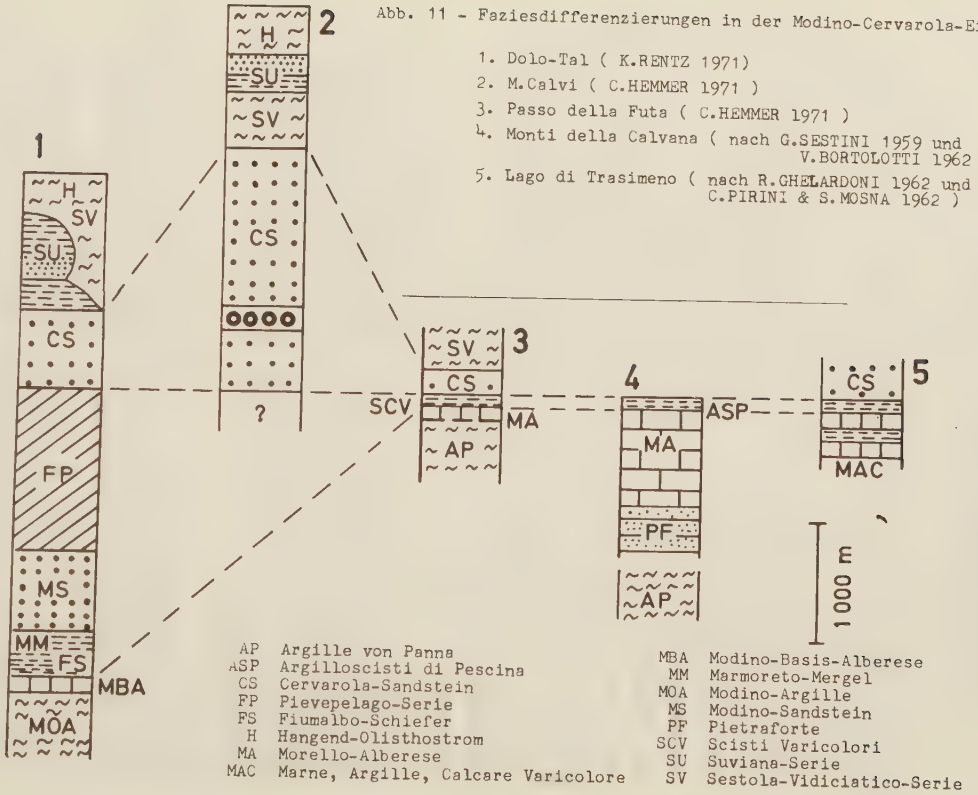


Abb. 11 - Faziesdifferenzierungen in der Modino-Cervarola-Einheit.

1. Dolo-Tal (K.RENTZ 1971)
2. M.Calvi (C.HEMMER 1971)
3. Passo della Futa (C.HEMMER 1971)
4. Monti della Calvana (nach G.SESTINI 1959 und V.BORTOLOTTI 1962)
5. Lago di Trasimeno (nach R.GHELARDONI 1962 und C.PIRINI & S.MOSNA 1962)

erklärt die Prato-Sillaro-Linie genetisch entsprechend K.-J.REUTTER (1964) und K.GÖRLER & K.-J.REUTTER (1964). Die genannten Autoren postulieren für die Faziesgrenzen im Nordapennin — z.B. zwischen Ligurikum und Toskanikum einerseits, zwischen Toskanikum und Emilianikum andererseits — ein System von Dehnungsstörungen (Abschiebungen), entlang denen syntektonisch Ophiolithe aufdrangen.

Das Untersuchungsgebiet liegt z.T. auf der Prato-Sillaro-Linie und nimmt damit eine fazielle Mittelstellung zwischen dem westlichen und dem östlichen Teilbecken der Modino-Cervarola-Einheit ein. Die Faziesübergänge sind z.T. unter dem Cervarola-Sandstein verborgen und dann der Beobachtung nicht zugänglich. Daher werden die Faziesdifferenzierungen im folgenden anhand von 5 typischen Säulenprofilen (Abb.11) erläutert:

In der Cervarola-Basis-Serie (Kap.3.2.2.) ist das fazielle Äquivalent der Modino-Basis-Serien von K.RENTZ (1971) u.a. zu erblicken. Ihre tiefsten Schichtglieder treten aber nur südlich des Futa-Passes auf. Sie bestehen aus Radiolariten und Majolica, die mit Ophiolithen vergesellschaftet sind. Infolge der Dilatationsbrüche der Prato-Sillaro-Linie konnten hier Ophiolithe aufdringen. Die anhaltende tektonische Aktivität dieser Zone ermöglichte die spätere Exponierung des Ophiolith-Radiolarit-Majolica-Komplexes (Kap.3.2.2.1.). In faziell verschiedenen Gebieten treten entlang der Prato-Sillaro-Linie des öfteren derartige Gesteine auf, so nördlich Prato und am Sasso di Castro/M.Beni (Emilianiden II).

Modino-Basis-Argille und Panna-Argille entsprechen sich lithofaziell und zeitlich. Darüber beginnen dann die faziellen Differenzierungen. So werden die Modino-Buntschiefer (mit Ostia-Sandstein) des Dolo-Tales (in Abb.12,Säule 1 nicht dargestellt) in Richtung E durch die Pietraforte vertreten. Im Untersuchungsgebiet sind die Pietraforte nicht vorhanden. Vermutlich sind sie durch Abscherungsvorgänge verlorengegangen, jedoch stehen sie weiter südlich in der Toskana (Mti.della Calvana, G.SESTINI 1959 u. V.BORTOLOTTI 1962) unter dem Morello-Alberese an (Abb.11,Säule 4). Der Morello-Alberese stellt das östliche Äquivalent des Modino-Basis-Alberese (H.F.HEYMANN 1968: "Tertiär-Alberese") dar.Er hat im Untersuchungsgebiet etwa die gleiche Mächtigkeit wie im

Dolo-Tal.

Vom Eozän ab, das im Nordapennin generell durch eine kräftige Orogenese gekennzeichnet ist, beginnt eine stärkere fazielle Auseinander-Entwicklung der westlichen und östlichen Teilbereiche. Sind im Dolo-Tal vom O-Eozän ab bis zur Oligozän/Aquitan-Grenze 2 500 m Sediment in Flyschfazies (Fiumalbo-Rotschiefer, Marmoreto-Mergel, Modino-Sandstein und Pievepelago-Formation) abgelagert worden (K.RENTZ 1971), so stehen dem im gleichen Zeitraum südlich und östlich des Futa-Passes ganze 100 m der pelitisch-pelagischen Scisti Varicolori gegenüber. Weitere fazielle Äquivalente von insgesamt nur 100 m Mächtigkeit sind in den "Argille e marne varicolori" und der "alternanza calcareo marnoso varicolore" (Abb.11, Säule 5; C.PIRINI & S.MOSNA 1962; R.GHELARDONI 1962) des L.Trasimeno-Gebietes zu sehen.

Eine ähnliche Mächtigkeitsverteilung weist der Cervarola-Sandstein auf. Das Beckentiefste scheint während des Oligozäns und Aquitans im M.Calvi-Gebiet gelegen zu haben, wo 2 000 m Sandstein mit Konglomerat-Einschaltungen zur Ablagerung kamen (C.HEMMER 1966). Im Dolo-Tal wird der Cervarola-Sandstein nur 650 m mächtig. Südlich des Futa-Passes beträgt die primäre Mächtigkeit 200 m. Die Cervarola-Hangend-Serien sind hier (am Pg.d.Mandria) auch nur durch wenige m der Sestola-Vidiciatico-Argille vertreten. Im W dagegen folgen über dem Cervarola-Sandstein noch etwa 1 200 m Sediment (Olisthostrom-Serien und Suviana-Serie).

Die starke Mächtigkeitsreduzierung und die Fazies-Änderungen der Modino-Cervarola-Einheit südlich des Futa-Passes vom O-Eozän bis zum O-Aquitan (Scisti Varicolori und Cervarola-Sandstein) zeigt dort eine intensive Schwellen-Entwicklung an. Dafür ist neben der bereits beschriebenen Prato-Sillaro-Linie noch ein weiteres tektonisches Lineament von regionaler Bedeutung verantwortlich: Eine Schwellenzone, die senkrecht (NW-SE) zur Prato-Sillaro-Linie verlief und sich in diesem Zeitraum stärker bemerkbar machte. Sie trennte die Modino-Cervarola-Einheit von den nördlich anschließenden Emilianiden II und den Umbro-Markiden (Kap.5.3. und 5.4.).

Unter dem Gesichtspunkt dieser beiden sich kreuzenden Lineamente ist neben der besonderen faziellen Entwicklung des Kreuzungsgebietes auch der anomale tektonische Beanspruchungsplan des Futa-Schuppenkomplexes (Kap.4.3.1.2.) zu verstehen.

5.2. Faziesdifferenzierungen in der Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)

Die ursprünglich von K.-J.REUTTER (1966) als separate tektonische Einheiten unterschiedenen Emilianiden II, III und IV (Cantiere-Monghidoro-Einheit, Einheit des Innerapenninen Tongriano, Cassio-Einheit) gelten jetzt als "...eine einzige tektonische Einheit, abgelagert in ein und demselben Faziesraum..." (K.RENTZ 1971,S.271). Sie stellen also lediglich verschiedene, faziell voneinander differenzierte Teilbereiche bekannter räumlicher Anordnung eines übergeordneten Sedimentationsgebietes dar (vgl.S.171).

Die entsprechenden Gesteine des Untersuchungsgebietes sind nur in der Fazies der Cantiere-Monghidoro-Einheit ausgebildet, weisen aber untereinander noch lokale Faziesdifferenzierungen auf. Analog der tektonisch-faziellen Entwicklung in der Modino-Cervarola-Einheit (Kap.5.1.) setzen die lokalen Sonderentwicklungen von der Oberkreide ab ein.

So geht einerseits der Ostia-Sandstein nördlich Camugnano im Hangenden in Buntschiefer-Serie über. Andererseits ist bei Camugnano, Trasserra und am M.Stanco über dem Ostia-Sandstein auch undifferenzierter Cantiere-Monghidoro-Sandstein zu finden. Die Buntschiefer-Serie muß also außer zum Ostia-Sandstein auch zur Cantiere-Monghidoro-Serie heteropsein. Da der Ostia-Sandstein bei Camugnano mindestens t u r o n e s Alter hat (E.AMADESI 1967,S.23, beschreibt Senon), steht er der Cantiere-Monghidoro-Serie zeitlich nahe. Die Buntschiefer-Serie in seinem Hangenden kann darüber hinaus jünger sein als die Faunen allgemein anzeigen (K.RENTZ 1971: Alb-Turon). Damit wäre eine zeitliche Angleichung zwischen Buntschiefer-Serie, Ostia-Sandstein und Cantiere-Monghidoro-Sandstein im Sinne einer engen stratigraphischen Verknüpfung gegeben.

Abgesehen davon, daß die Cantiere-Monghidoro-Serie (O-Kreide bis O-Paläozän, ? U-Eozän) bei Monghidoro mehrfach untergliedert ist, während sie weiter im W des Untersuchungsgebietes undifferenziert auftritt, ist vom Paläozän ab noch eine bemerkenswerte Entwicklung innerhalb dieser Serie zu beobachten:

Die etwa 1 000 m mächtigen Sedimente der Monghidoro-Platte enthalten mehrere, in Alberese-Fazies ausgebildete Schichtglieder, die (incl. Hangend-Alberese von Fratte) bis in das U-Eozän reichen. Erst im Oligozän transgrediert auf das inzwischen gefaltete und eingerumpfte Schichtpaket die Molasse (C.WIEDENMAYER 1951). Das Zurücktreten der sandigen Schüttung zugunsten der kalkigen Komponente in Verbindung mit der großen Sedimentmächtigkeit scheint einen relativ küstenfernen Ablagerungsort nahe dem Beckentiefsten anzuzeigen.

Demgegenüber sind die Vorkommen von Castel di Casio (Arbeitsgebiet von G.v.STRUENSEE 1967), vom M.Vigese und Monteacuto - M.Stanco vermutlich nahe dem nördlichen Beckenrand in geringer Wassertiefe abgelagert worden. Sie enthalten keine kalkigen Schichtglieder, gehen aber im O-Paläozän kontinuierlich in Molasse-artige Sedimente über. M.RICHTER (1970, S.231) machte entsprechende Beobachtungen: "Überall sieht man die primären Ränder von Flyschbecken....in Molasse-Fazies entwickelt.". Offenbar haben die genannten Vorkommen eine größere Verfrachtung in südliche Richtung erfahren als die primär küstenfernere Monghidoro-Platte.

Nach einer Schichtlücke im höheren Eozän setzt sich die Molasse-Sedimentation fort. Die postparoxysmalen Molasse-Sedimente des O-Oligozäns bis U-Aquitans zeigen noch lokale Differenzierungen im Sinne eines stark gegliederten Beckenrandes. So überwiegen im Loiano-Sandstein des M.Vigese die Molasse-Merkmale, während der zum Loiano-Sandstein heterope Sandstein von Monteacuto stärkere Flysch-Charakteristika aufweist.

5.3. Fazielle Beziehungen zwischen Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) und Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II)

Zur Verdeutlichung der faziellen und tektonischen Entwicklung im Grenzbereich von Emilianiden I und Emilianiden II nahe dem Futa-Paß wurde ein Entwicklungs-Schema angefertigt und in Abb. 14 dargestellt.

Der Zeitraum vom Tithon bis zum Cenoman ist durch eine nahezu übereinstimmende Faziesentwicklung in beiden Sedimentationsräumen gekennzeichnet. Sowohl in der Modino-Cervarola-Einheit (Cervarola-Basis-Serie) als auch in der Cantiere-Monghidoro-Einheit (Cantiere-Basis-Serie) finden sich Radiolarit und Majolica mit Ophiolithen sowie mächtige Argille Scagliose s.l. Sehr ähnlich sind auch die Schichtfolgen der Liguriden III (Ligurische Ophiolith-Einheit) und der Modino-Basis-Serie (vgl.Kap.5.1.).

Während in den Mti.d.Calvana (südlich des Arbeitsgebietes) die O-Kreide nur als Pietraforte ausgebildet ist (diese stellt der Verf. in die Cervarola-Basis-Serie, vgl.Kap.3.2.2.6.), kommen im Cantiere-Monghidoro-Trog Ostia-Sandstein mit Buntschiefern sowie der untere Teil der Cantiere-Monghidoro-Serie zur Ablagerung. Obwohl hier eine deutliche Faziesdifferenzierung einsetzt, lassen sich doch Gemeinsamkeiten in den beiden Sedimentationsgebieten erkennen. Abgesehen davon, daß Pietraforte und Ostia-Sandstein (beide O-Kreide) geochronologische Äquivalente darstellen und gewisse lithologische Ähnlichkeiten aufweisen, setzt darüber in Emilianiden I und in Emilianiden II einheitlich eine Alberese-Sedimentation ein, mit dem Morello-Alberese (O-Paläozän - U-Eozän) in der Cervarola-Basis-Serie und den Alberese von Lo Stale und Fratte (O-Paläozän - U-Eozän) über dem mittleren Sandstein der Monghidoro-Platte (Emilianiden II).

Die Emilianiden II erfahren dann im Eozän eine Orogenese, die in den Emilianiden I auch stattgefunden haben muß (vgl. K.RENTZ 1971). Dafür sprechen die zerscherten Schichtfolgen der prä-eozänen Modino-Basis-Serie und der zu dieser heteropen Cervarola-Basis-Serie sowie eine Schichtlücke in den

Scisti Varicolori (Faunen-Lücke im Eozän, vgl.S.39).

Nach dieser Orogenese ist die Geosynklinal-Entwicklung der Emilianiden II abgeschlossen. Es folgt noch eine postparoxysmale Molasse-Sedimentation. Währenddessen setzt in den Emilianiden I ein großartiges miogeosynklinales Flysch-Stadium ein, das erst im O-Burdigal endet. Eine Molasse gibt es hier nicht.

K.-J.REUTTER (1968,S.215) vermutet eine ursprüngliche paläogeographische Anordnung der verschiedenen Faziesgebiete im Nordapennin (von SW nach NE: Liguriden, Toskaniden I + II, Emilianiden I, Emilianiden II, Emilianiden III + IV, Emilianiden V), derzufolge die Emilianiden II den Emilianiden I im NE vorgelagert gewesen wären, zeitweilig getrennt durch eine Schwelle. Auf die ausführliche Darstellung der Argumente, die die Hypothese eines Emilianischen Außentroges incl. der vermutlichen Verteilung seiner tektonischen Einheiten begründen, wird an dieser Stelle verzichtet, da dieser Fragenkomplex bereits ausführlich in älteren Publikationen (K.-J.REUTTER 1968, H.F.HEYMANN 1968, K.RENTZ 1968 u.a.) diskutiert worden ist.

Der Verf. interpretiert die Faziesbeziehungen zwischen Emilianiden I und Emilianiden II unter dem Gesichtspunkt des oben zitierten Schemas. Insbesondere geschieht das aufgrund der folgenden, im Untersuchungsgebiet gewonnenen Hinweise:

1.) Die voranstehend geschilderten engen Faziesbeziehungen zwischen Emilianiden I und II legen die Annahme einer ursprünglich benachbarten Lage von Emilianiden I und II nahe. Eine Schwelle zwischen den beiden Trögen könnte als Erklärung für die Faziesdifferenzierungen herangezogen werden (siehe Punkt 3.).

2.) Speziell die einheitliche Alberese-Sedimentation des Paläozäns bis U-Eozäns in beiden Faziesgebieten läßt Rückschlüsse auf einen möglichen Übergangsbereich zu:

Der Morello-Alberese (O-Paläozän - U-Eozän) und seine Begleitgesteine (Pietraforte, Argille von Panna etc.) wurden aufgrund eines stratigraphischen Überganges von Morello-Alberese in Sedimente vom Typ der Scisti Varicolori zur Cervarola-Basis-Serie der Emilianiden I gestellt (vgl.S.33 und Kap.3.2.2.6.).

Ein Alberese, der dem Morello-Alberese der Emilianiden I in Lithologie, Fauna und Alter völlig gleicht, nämlich der Alberese von Fratte, steht dagegen im Dach der

Cantiere-Monghidoro-Serie (Emilianiden II) an. Falls der Alberese von Fratte sich dort in stratigraphischer Position befindet (Kontakte sind leider nicht aufgeschlossen, vgl.S. 135), muß im O-Paläozän oder U-Eozän eine T r a n s - g r e s s i o n über die trennende Schwelle zwischen beiden Becken hinweg erfolgt sein bzw. versank die Schwelle zeitweilig, so daß in beiden Sedimentationströgen ein e i n h e i t l i c h e r A l b e r e s e - H o r i z o n t abgelagert werden konnte.

3.) Verschiedene Beobachtungen lassen auf die ehemalige Existenz einer S c h w e l l e in dem Gebiet schließen, das heute durch die Aufschiebung der Emilianiden II auf die Emilianiden I repräsentiert wird:

a) Am N-Rand des Cervarola-Sandsteins und des Castiglione-Sandsteins sind Strömungsmarken aufgeschlossen, die sich gegenseitig durchkreuzen. Die Erklärung dafür kann in einer unmittelbaren Nähe des Liefergebietes gesehen werden (vgl. S.68 und S.112). Im Castiglione-Sandstein weisen außerdem noch Kreuzschichtungen, Kristallingerölle und synsedimentäre slumping-Erscheinungen auf die Nähe des primären Trograndes hin.

b) Monzone-Mergel und Guzzano-Sandstein stellen eine Schwellenfazies (Trograndfazies) des Cervarola-Sandsteins und seiner direkten Unterlage dar (Kap.3.3.). Ebenfalls als Schwellenfazies kann die besondere Ausbildung der Modino-Cervarola-Einheit südlich des Futa-Passes gedeutet werden. Beide Verbreitungsgebiete liegen auf einer Linie, die mit der Überschiebung der Emilianiden II auf die Emilianiden I zusammenfällt.

4.) In oligozänen bis aquitanen Sedimenten sowohl der Emilianiden I als auch der Emilianiden II finden sich gleichartige, kugelgestaltige Tuffkörper (S.105). Die Tuff-Förderung muß daher in einem Gebiet erfolgt sein, in dem Emilianiden I und Emilianiden II aneinander grenzten. Zugleich kann der Tuff-Vulkanismus im Zusammenhang mit einer Schwelle gesehen werden (Kap.5.7.).

5.) Die Bouguer-Schwere-Verteilung im Nordapennin läßt sich dahingehend interpretieren, daß entlang der Sillaro-Störung vom O-Jura ab das westliche Gebiet (heutige Verbreitung der Emilianiden II) stark abgesenkt wurde (vgl.S.181 ff. und Abb.13). Die Absenkung muß durch Sedimentation (der Cantiere-Monghidoro-Einheit) kompensiert worden sein.

Sofern die heutige Position der Emilianiden I und II entsprechend den voranstehenden Ausführungen in etwa die Lage der ehemaligen, durch eine Schwelle getrennten Sedimentationströge nachzeichnet, könnten die höheren Olisthostrome der Modino-Cervarola-Einheit z.T. von dieser nahen Schwelle (aus nördlicher Richtung) bezogen werden (vgl.K.-J.REUTTER 1966,1968). Außerdem entfiele der von G.MERLA (1952) postulierte "Loiano-Effekt" (S.139, vgl. auch H.IBBEKEN + K.-J. REUTTER 1967).

Die sehr ähnliche fazielle und tektonische Entwicklung in Emilianiden I und II während des Zeitraumes Tithon - U-Eozän fände eine plausible Erklärung.

5.4. Grenzbeziehungen zwischen Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) und Umbro-Markiden

Vom Futa-Paß ab nach SE ist die Modino-Cervarola-Einheit auf die Umbro-Markiden aufgeschoben. Entlang dieser Grenze treten zwischen beiden Faziesbereichen in einem langgezogenen Geländestreifen Flyschsandsteine auf, die in Fauna, Alter und Lithologie eine Stellung zwischen Modino-Cervarola-Einheit (Cervarola-Sandstein) und Umbro-Markiden (Formazione Marnoso Arenacea) einnehmen und einander synonym sind: Das sind von SE nach NW der Mandrioli-Sandstein (W. FREY 1969), der Castel-Guerrino-Sandstein (J.GROSSCURTH 1971) und westlich des Futa-Passes der Castiglione-Sandstein (Kap.3.4.).

Das Vorhandensein dieser Sandsteine deutet darauf hin, daß entsprechend der Hypothese von K.-J.REUTTER (1966) das Sedimentationsgebiet der Modino-Cervarola-Einheit ursprünglich im SE an den Ablagerungsraum der Umbro-Markiden angrenzte (Die Cantiere-Monghidoro-Einheit dürfte in diesem Falle dort primär nicht mehr vorhanden gewesen sein, vgl. Kap.5.5., bzw. könnten nur die Sedimente des Zeitraumes Tithon bis U-Eozän sich noch im Liegenden der Formazione Marnoso Arenacea fortgesetzt haben). Bei dieser paläogeographischen Anordnung der beiden Faziesgebiete könnte der Castiglione-Sandstein etc. am NE-Rand des Modino-Cervarola-Beckens sedimentiert worden sein, evtl. in einem differenzierten Spezialtrog. Dies geschah zu einem Zeitpunkt, als die Hauptmasse des Cervarola-Sandsteins schon abgelagert war, die Sedimentation der Formazione Marnoso Arenacea im nordöstlich angrenzenden Gebiet aber noch nicht begonnen hatte. Die Annahme eines Spezialtroges erscheint deshalb möglich, weil Airgun-Messungen im westlichen Ionischen Meer, wo eine rezente Geosynklinale im Entstehen begriffen ist (P.GIESE,K.GÖRLER,H.IBBEKEN 1971,Meteor-Fahrt), ergaben, daß Geosynklinal-Ränder morphologisch reich differenziert sind.

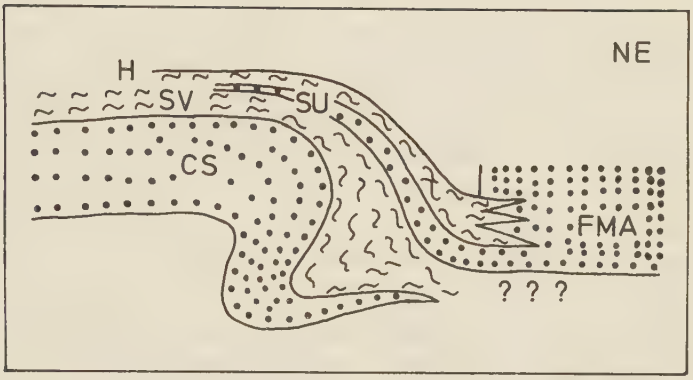


Abb. 12 - Faziesübergänge der Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) in die Umbro-Romagnolische Fazies (Formazione Marnoso Arenacea) während des Burdigals. Auf die Darstellung des Castiglione-Sattels (Emilianisch - Umbro-Romagnolische Zwischeneinheit) wurde verzichtet.

CS - Cervarola-Sandstein
FMA - Formazione Marnoso Arenacea
H - Hangend-Olisthostrom
SU - Suviana-Serie
SV - Sestola-Vidiciatico-Serie

Eine direkte sedimentäre Verbindung zwischen Modino-Cervarola-Einheit und Umbro-Markiden wird durch den Cervarola-Hangend-Komplex hergestellt, insbesondere durch die Suviana-Serie und den Hangend-Olisthostrom. Die Suviana-Serie (O-Aquitan bis Burdigal) ist nachweislich ein stratigraphisches Glied der Modino-Cervarola-Einheit (Kap.3.2.5.). Dessen ungeachtet geht sie östlich Firenzuola in den unteren Teil der Formazione Marnoso Arenacea über (J.GROSSCURTH 1971). Das gleiche gilt für den Hangend-Olisthostrom (O-Burdigal), der die Sedimentation der Modino-Cervarola-Einheit nach oben abschließt. Argille Scagliose vom Typ des Hangend-Olisthostroms verzahnen sich bei Firenzuola mit den Turbiditen der Formazione Marnoso Arenacea (P.GENTZ 1970), vgl. Darstellung von K.GÖRLER & K.-J.REUTTER (1968,Abb.6 auf S.495).

Vom Burdigal ab muß also die beginnende Turbidit-Sedimentation der Formazione Marnoso Arenacea (Suviana-Serie) randlich auf das Modino-Cervarola-Becken übergegriffen haben, so daß Castiglione-Sandstein und der NE-Rand des Cervarola-Sandsteins von der Suviana-Serie überlappt wurden. Zu diesem Zeitpunkt wurde das Grenzgebiet von Emilianiden I und Umbro-Markiden bereits als Schwelle herausgehoben; denn Teile der Suviana-Serie rutschten s y n s e d i m e n t ä r vom Castiglione-Sattel nach NE ab (S.168). Abb.12 gibt die vermutlichen Grenzverhältnisse Emilianiden I / Umbro-Markiden im Burdigal unter Vernachlässigung des Castiglione-Sattels schematisch wieder. Nach dem Burdigal wurden die Sedimente des Modino-Cervarola-Beckens dann weiter gefaltet und gehoben, während der angrenzende Formazione Marnoso Arenacea - Trog sich tief einsenkte und eine mächtige Turbidit-Sedimentation aufnahm.

Die oben beschriebenen stratigraphischen Grenzbeziehungen der Modino-Cervarola-Einheit zu den Umbro-Markiden scheinen zwingend zur Annahme einer benachbarten paläogeographischen Anordnung.

5.5. Grenzbeziehungen zwischen Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II) und Umbro-Markiden

Die Cantiere-Monghidoro-Einheit ist heute entlang der Prato-Sillaro-Störung randlich auf die Umbro-Markiden überschoben. Dabei werden Alberese-Schollen der Sporno-Einheit (Emilianiden V, K.-J.REUTTER 1966,1968) eingeklemmt.

Verschiedentlich wurde der Versuch gemacht, weiter im NW gelegene miozäne Serien mit der Umbro-Romagnolischen Formazione Marnoso Arenacea zu parallelisieren. So hält u.a. K.-J.REUTTER (1968,S.209) die Sandsteine von Salsomaggiore (W Parma) für vermutliche Äquivalente der Formazione Marnoso Arenacea.

Der Verf. der vorliegenden Arbeit neigt zu der Annahme, daß das heutige, dem Sillaro-Tal entlang verlaufende NW-Ende der Umbro-Markiden in etwa dem primären Trogrand entspricht:

1.) Die Verzahnung der unteren Formazione Marnoso Arenacea mit den Hangend-Serien der Modino-Cervarola-Einheit bedeutet eine primäre Faziesgrenze.

2.) Diese Faziesgrenze ist im Zusammenhang mit der Prato-Sillaro-Störung (S.158) zu sehen, an der der Umbro-Markiden-Trog geendet haben kann.

Nimmt man entsprechend K.-J.REUTTER (1966,1968) und den in Kap.5.3. bis 5.4. gemachten Ausführungen eine paläogeographische Anordnung der heutigen Einheiten an, der zufolge die Modino-Cervarola-Einheit westlich des Futa-Passes den Emilianiden II, östlich des Futa-Passes den Umbro-Markiden im S benachbart war, so folgt daraus auch eine primäre Nachbarschaft der Emilianiden II mit den Umbro-Markiden entlang der Sillaro-Linie.

Dies erscheint auf den ersten Blick nicht sehr plausibel, da die Emilianiden II ja die Umbro-Markiden überschieben und ihre Orogenese außerdem im Eozän abgeschlossen war, während die Sedimentation der Formazione Marnoso Arenacea erst im Miozän begann.

Setzt man jedoch die Prato-Sillaro-Linie mit der Bouguer-Schwere-Verteilung in Beziehung (vgl.V.BORTOLOTTI 1966), so kann man die Grenzbeziehungen Emilianiden II / Umbro-Markiden unter einem ähnlichen Aspekt sehen wie die

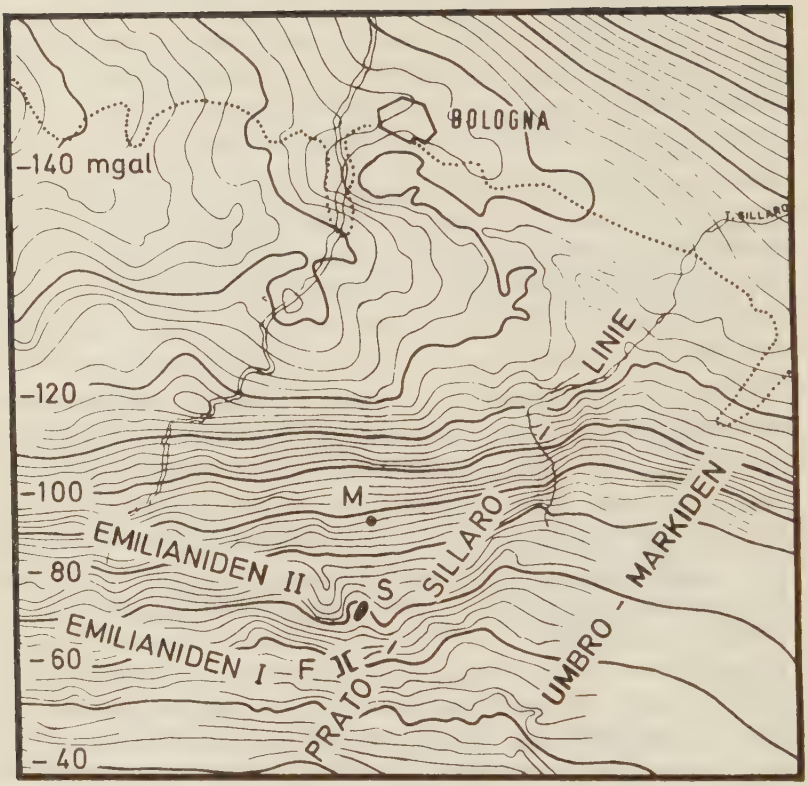


Abb. 13 - Bouguer-Schwereverteilung (AGIP MINERARIA 1959), Beziehungen zur Prato-Sillaro-Linie und zur Anordnung der Faziesgebiete

Faziesdifferenzierungen in der Modino-Cervarola-Einheit entlang der Prato-Sillaro-Linie (Kap.5.1.):

Die Bouguer-Schwere-Verteilung zeigt an, daß westlich der Prato-Sillaro-Linie das Grundgebirge eine größere Tiefenlage haben muß als östlich derselben. Die Absenkung begann an der Jura/Kreide-Grenze, da zu diesem Zeitpunkt entlang der Prato-Sillaro-Linie Ophiolithe aufdringen und in den Emilianiden II (ebenso wie in Emilianiden I und Liguriden III) das Eugeosynklinal-Stadium beginnt. Während in den Emilianiden II vom Tithon bis zum Alttertiär eine mächtige Flyschfolge sedimentiert wurde, finden sich in diesem Zeitraum im SE-Abschnitt des Nordapennins unter der Formazione Marnoso Arenacea lediglich pelagische kalkig-pelitische Sedimente nicht zu tiefen Wassers (Majolica, Scaglia). Vermutlich endete der Emilianiden II - Trog an der Prato-Sillaro-Linie, oder seine Sedimente des Zeitraumes Tithon bis U-Eozän setzen sich noch etwas weiter nach SE in die Basis der Formazione Marnoso Arenacea fort, um sich dort irgendwo unter der Formazione Marnoso Arenacea mit der pelagischen Kalk-Pelit-Fazies zu verzahnen. Von der eozänen Tektogenese der Emilianiden II bleiben die Umbro-Markiden unberührt (im Gegensatz zur Modino-Cervarola-Einheit, westlich der Prato-Sillaro-Linie).

Es mag dagegen schon eine langsame Eintiefung des Umbro-Markiden-Troges beginnen. Im Burdigal erfolgt dann eine schlagartige Absenkung und Sedimentfüllung (Formazione Marnoso Arenacea).

Indessen befinden sich die Emilianiden II in einem Hochstadium, nur randlich werden noch Molassen sedimentiert. Die Tiefenverhältnisse in Emilianiden II und Umbro-Markiden haben sich gegenüber dem Zeitraum Tithon-Alttertiär entlang der Sillaro-Linie umgekehrt. Nach dem M-Miozän wird diese Linie dann noch einmal durch die Überschiebung der Emilianiden II auf die Umbro-Markiden aktiviert.

5.6. Die Bedeutung faunistischer Beobachtungen für die fazielle und paläotektonische Entwicklung der Emilianischen Serien

Abgesehen von der grundlegenden biostratigraphischen Bedeutung der Foraminiferen-Faunen für die Datierung einzelner Serien sowie paläotektonischer Vorgänge ergaben sich als Nebenprodukt der Bestimmungsarbeiten an den Foraminiferen-Faunen Beobachtungen, deren Berücksichtigung bei der Rekonstruktion der faziellen und paläotektonischen Entwicklung unerläßlich ist:

1.) Ökologische Beobachtungen. Die z.T. extrem geringe Anzahl der Arten und Individuen in Verbindung mit extremer Kleinwüchsigkeit sind eine Folge der schlechten Lebensbedingungen für Foraminiferen-Faunen in Flysch-Trögen. Das gilt sowohl für die Schiefermassen der Olisthostrom-Serien mit ihrem lebensfeindlichen euxinischen Milieu als auch für die Turbidit-Serien, wo vermutlich Wasserverunreinigungen und geringe Wassertemperatur die Entfaltungsmöglichkeiten für eine empfindliche hochplanktonische Fauna einschränken.

Das Minimum der Individuen-Größe wird in den Paläozän-Faunen der Cantiere-Monghidoro-Serie erreicht. Formen, die normalerweise 0,3-0,5 mm groß werden, sind hier unter 0,1 mm groß. Hinweise auf die Wassertemperatur sind in der Suviana-Serie zu finden (vgl. S.92). Da in der Suviana-Serie Geländebeobachtungen zufolge der Karbonatgehalt (proportional der Wassertemperatur) von W nach E zunimmt, steigen in gleicher Richtung Größenwachstum sowie Individuen- und Artenzahl. Das Maximum liegt in den Mergeln des M.Gradi (siehe Proben 259-265/66 auf S.84/85) mit Orbulinen von 1 mm Größe.

In vertikaler Richtung lassen sich beim Übergang der karbonatisch-pelitischen in die turbiditische Sedimentation (Suviana-Mergel/Suviana-Sandstein am M.Gradi; Valpiana-Mergel/Loiano-Sandstein bei Riola, Monteacuto und am M.Vigese) am Rückgang der Faunen zunehmende Turbulenz und Wasserverunreinigung ablesen. Die grobklastischen und karbonatfreien Molasse-Sandsteine (Sandsteine von Riola und Loiano) enthalten nahezu kein Plankton. Hier sind großwüchsige Flyschsandschaler (Astrorhiziden und Rhizamminiden) über

1 mm Größe entwickelt. Würde eine Plankton-Fauna in ein solches Milieu hineingehen, so würden die kalkigen Gehäuse abgestorbener Individuen wegen der Karbonatarmut und geringen Wassertemperatur der Umgebung sicher schnell aufgelöst bzw. von den Klastika zerrieben.

2.) Evolutionstendenzen lassen sich unter günstigen ökologischen Bedingungen in den Suviana-Mergeln des M.Gradi (karbonatisch-pelitisch, warmes Wasser) ablesen (vgl.S.85). Dort erfolgt die Evolution sichtbar durch mehrere Subzonen hindurch sukzessive mit den verschiedenen Stadien bzw. Übergangsformen der Reihe Globigerinoides - Orbulina. Dabei setzt ein beliebiges Glied dieser Reihe zunächst mit wenigen kleinwüchsigen Formen ein, um in vertikaler Richtung schnell an Individuenzahl und -größe zuzunehmen. Die Turbiditsedimentation des Suviana-Sandsteins schneidet die Evolution nach oben ab.

3.) Der Einfluß tektonischer Vorgänge auf die Erhaltungsfähigkeit von Mikrofaunen wird am Beispiel der Probe 239/67 (S.113) deutlich. Sie stammt aus einem Mergelslump, der prä- bis frühdiagenetisch in eine noch unverfestigte Turbiditbank injiziert wurde, und enthält gegenüber den raren und schlecht erhaltenen Faunen normaler Interstraten eine unversehrte reiche Plankton-Fauna. Während bei der späteren Faltung des Flyschsandsteins die Interstraten zwischen den Turbiditbänken tektonisch ausgedünnt wurden, was zur Zerstörung ihres Fauneninhaltes führte, waren der Mergelslump und seine Fauna von der umgebenden, inzwischen verfestigten Turbiditbank gegen mechanische Beanspruchungen "gepanzert".

Dieses Beispiel zeigt, daß neben den ungünstigen ökologischen Bedingungen für planktonische Foraminiferen-Faunen in Flyschtrögen und der schlechten Fossilisationsfähigkeit (s.oben) auch eine weitgehende mechanische Vernichtung der Mikrofaunen die Fossilarmut der Flyschtröge bedingen kann.

In diesem Sinne läßt sich auch das "Jüngerwerden" der Suviana-Serie von W nach E erklären (S.92). Die im W stärkere tektonische Beanspruchung der Suviana-Serie führte zur Auslöschung der vermutlich noch nicht sedimentgefüllten oder karbonatisch auskristallisierten Gehäuse der

autochthonen Fauna. Dagegen konnten die bereits vor der Resedimentation karbonatisch ausgefüllten Gehäuse der allochthonen Fauna (Karbonat-Steinkerne) mechanische Beanspruchungen besser überstehen.

4.) Umlagerungen sind eine häufige und unangenehme Erscheinung in der Apennin-Geologie, da sie die Altersbestimmungen erschweren. Bei genauer Betrachtung aber ermöglichen sie die Datierung von Zeiträumen besonderer tektogenetischer Aktivitäten (Resedimentationen) sowie Rückschlüsse auf die ursprüngliche stratigraphische Position resedimentierter Serien.

Ein Paradebeispiel dafür sind umgelagerte Tintinniden-Faunen des Tithons/Neokoms, die in verschiedenen Serien zusammen mit cenomanen und untereozänen Faunen auftreten. Durch das gemeinsame Vorkommen allochthoner und autochthoner Faunen lassen sich mehrere Zeiträume erkennen, in denen Resedimentationen gehäuft auftreten:

a) Cenoman-Turon. Die Argille Scagliose — Sedimente sowohl der Emilianiden I (Panna-Argille, Sestola-Vidiciatico-Argille, Hangend-Olisthostrom) als auch der Emilianiden II (Cantiere-Basis-Argille) — führen stets in ein und demselben Dünnschliff neben einer cenomanen Fauna auch Tintinniden des Neokoms. Die im Neokom normalsedimentär abgelagerten Argille wurden also im Cenoman (vermutlich lokal) wieder in Schlammströme aufgelöst. Weiterhin enthalten die Cantiere-Buntschiefer (Cenoman) und die Buntschiefer der Sestola-Vidiciatico-Serie (bei Castiglione und Ponte di Rasora; Turon) in ein und demselben Schliff neben den jüngeren Faunen neokome Faunen.

b) O-Paläozän bis U-Eozän. Cantiere-Monghidoro-Serie, Sandstein von Riola und der Alberese von Porancé (alles O-Paläozän) enthalten umgelagerte Globotruncanen und andere Formen der Oberkreide. Der Eozän-Alberese der Cantiere-Basis (U-Eozän) führt außerdem noch Majolica-Gerölle mit Tintinniden (Tithon/Neokom).

c) O-Oligozän/Aquitan. In den Scisti Varicolori (O-Oligozän bis Aquitan) finden sich umgelagerte Formen des U-Oligozäns (vgl.S.42 ff.). Der aquitane Teil des Cervarola-Sandsteins führt ebenfalls eine umgelagerte Oligozän-Fauna. In beiden Serien ist die unterschiedliche Erhaltungsform der allochthonen und autochthonen Faunen gut zu beobachten (vgl.S.42 und Probe 130,1/64 auf S.73; Faunenliste S.74).

Die Monzone-Mergel (O-Oligozän/Aquitan) führen außer einer unteroligozänen "Geisterfauna" auch noch Formen des Eozäns und der O-Kreide. Ihre Stellung als Trograndfazies wird dadurch unterstrichen, da hier tiefere Serien exponiert und

resedimentiert werden konnten.

d) O-Aquitan bis Burdigal. Besonders der Suviana-Sandstein am Castello di Bargi enthält eine individuen-reichere Oligozän-Fauna neben wenigen ober-aquitanen Formen.

Während der Resedimentation ging die Normalsedimentation auf den vorrückenden Schlammströmen stellenweise ungestört weiter. Normalsedimente auf den Cantiere-Basis-Argille sind die Cenoman-Mergel und wohl z.T. Buntschiefer-Serie (mit Ostia-Sandstein). In der Sestola-Vidiciatico-Serie gibt es normalsedimentierte Oligozän-Mergel, desgl. im Hangend-Olisthostrom (Brasimone-Gleitmasse). Die Normalsedimente wurden bis zur endgültigen stratigraphischen Fixierung der Resedimente (im O-Aquitan und O-Burdigal) "huckepack" mitgeschleppt.

5.7. Die Bedeutung des Ophiolith-Magmatismus für die fazielle und paläotektonische Entwicklung der Emilianischen Serien und seine zeitliche Einordnung

Zwischen Ophiolith-Magmatismus und Tektogenese besteht schon insofern ein Zusammenhang, als die Geosynklinal-Entwicklung generell von magmatischen Erscheinungen begleitet wird.

Handelt es sich beim initialen Magmatismus der Jura-Kreide-Grenze sicher um echte magmatische Intrusionen, so kann an der Exponierung magmatischer Körper zu späteren Zeitpunkten auch eine rein tektonische Platznahme entlang Störungen und Schwellengebieten beteiligt gewesen sein. Häufig ist die Exponierung von Magmenkörpern aus Ophiolithschutt-Gesteinen abzuleiten, die durch submarine Aufarbeitung ophiolithischer Gesteine entstanden.

Vor allem bei der Entstehung von Bruchsystemen und Schwellengebieten ist eine direkte Beteiligung des Ophiolith-Vulkanismus zu vermuten. K.-J.REUTTER & C.W.SAMES (1964) und K.GÖRLER & K.-J.REUTTER (1964) sehen die Faziesgrenzen im Nordapennin im Zusammenhang mit tiefreichenden Störungssystemen, die dem Ophiolith-Vulkanismus als Aufstiegswege zur Verfügung standen. Ein derartiges Störungssystem im Untersuchungsgebiet ist die Prato-Sillaro-Linie, die u.a. das Modino-Cervarola-Becken in zwei Hälften mit

unterschiedlicher Faziesentwicklung teilte und entlang der große Ophiolith-Körper aufgereiht sind. Der Ophiolith-Körper des Zanchetto liegt dagegen im Gebiet der Schwelle, die zwischen Modino-Cervarola-Einheit und Cantiere-Monghidoro-Einheit existiert haben muß.

Eine fazielle Beeinflussung der Sedimentation durch den Ophiolith-Vulkanismus ist in der Beteiligung sedimentärer Ophiolithschutt-Gesteine am Aufbau der Serien zu sehen.

Die Exponierung der ophiolithischen Gesteine des Untersuchungsgebietes ist auf verschiedene Zeiträume konzentriert:

1.) Tithon/Meokom. Der Beginn der Eugeosynklinal-Entwicklung in Emilianiden I und II ist durch einen basischen initialen Vulkanismus gekennzeichnet. Es dringen die Ophiolithe der Cantiere-Basis-Serie und der Cervarola-Basis-Serie auf, insbesondere entlang der Prato-Sillaro-Linie (Sasso di Castro, S. Lucia). Neben submarinen Extrusionen (Pillow-Laven) erfolgen auch Intrusionen in Radiolarite und Majolica (Agglomerate, Diabas-Randbrekzien).

2.) Cenoman. Die orogenetische Aktivität dieses Zeitraumes geht mit Brekzien-Bildungen durch submarine Exponierung und Aufarbeitung von Ophiolithen einher. Es entstehen die Gemischten Ophiolith-Sediment-Brekzien der Cantiere-Basis-Argille und Ophiolithschutt-Bänkchen in der Buntschiefer-Serie.

3.) Oberkreide. In den Ostia-Sandstein (Turon) und in die Cantiere-Monghidoro-Serie am Futa-Paß und bei Collina sind Ophiolithschutt-Brekzien eingeschaltet.

4.) O-Paläozän/U-Eozän. Der Ophiolith-Körper des Zanchetto geht infolge submariner Aufarbeitung sedimentär in den Porancé-Alberese über. Da dieser Ophiolith-Körper u.a. plutonische Tiefengesteine (Gabbro, Anorthosit) enthält und außerdem im Gebiet der Grenzschwelle zwischen Emilianiden I und II liegt, muß an eine erhebliche Heraushebung dieser Schwelle im O-Paläozän/U-Eozän gedacht werden, evtl. in Form einer Inselgirlande.

Zu diesem Zeitpunkt erfolgte auch die Vergesellschaftung der Serpentinite östlich von Florenz mit eozänen Alberesen. Allerdings werden die Kontakte unterschiedlich interpretiert. Während V. BORTOLOTTI (1962) einen sedimentären Kontakt vermutet, M. RICHTER (1964) dagegen einen magmatischen Kontakt beobachtet, nimmt F. SELIGMANN (mündl. Mitt.) einen sedimentären Kontakt an, der sekundär durch vadose Wässer imprägniert wurde, so daß ein heißer Kontakt vorgetäuscht wird.

5.) Oligozän. Südlich des Futa-Passes ist in den Cervarola-Sandstein eine 2 m mächtige Ophiolithschutt-Bank (evtl. Diabas-sill) eingeschaltet.

6.) O-Oligozän/Aquitan. Das Auftreten kugelgestaltiger

Tuff-Körper von 2-3 m Durchmesser sowohl in den Emilianiden I (Sestola-Vidicistico-Argille, Monzone-Mergel) als auch in den Emilianiden II (Valpiana-Mergel) läßt eine primär benachbarte Anordnung von Emilianiden I und II vermuten. Ein aktiver Tuff-Vulkanismus erscheint denkbar.

Vergleicht man die Zeiträume der Ophiolith- und Brekzien-Entstehung mit den Datierungen von Resedimentationsvorgängen anhand umgelagerter Mikrofaunen (Kap.5.6.), so fällt die zeitliche Übereinstimmung der tektogenetischen Aktivitäten mit den magmatischen Vorgängen auf (als Einschränkung muß dabei die vermutliche Beteiligung rein tektonischer Exponierung von Magmen-Körpern gelten). Dadurch wird deutlich, daß die fazielle und paläotektonische Entwicklung der Emilianischen Serien zeitlich und genetisch eng mit einem einhergehenden Ophiolith-Magmatismus verknüpft ist.

5.8. Vorschlag eines Modells für die fazielle und paläotektonische Entwicklung im Nordapennin und deren zeitliche Einordnung

Unter Berücksichtigung der im Untersuchungsgebiet gemachten Beobachtungen zur faziellen und tektonischen Entwicklung der emilianischen Serien (Kap.5.1. bis 5.7.) sowie des Konzepts K.-J.REUTTER's (1968) zum Bauplan des Nordapennins könnte die Baugeschichte des Nordapennins, insbesondere bezüglich der emilianischen Serien, folgendermaßen abgelaufen sein:

Bis zur Jura/Kreide-Grenze gab es im Nordapennin keine differenzierten Faziesgebiete. Es herrschte eine einheitliche kalkige Sedimentation nicht zu tiefen Wassers unter ruhigen pelagischen Verhältnissen. Nahezu überall kamen Radiolarit und Majolica zur Ablagerung.

Von der Jura/Kreide-Grenze ab begann die Kruste sich zu dehnen. Entlang distraktiven Bruchsystemen drangen initiale submarine Vulkanite auf. Die Bruchsysteme waren auf bestimmte Linien konzentriert, die von diesem Zeitpunkt an die Funktion von Faziesgrenzen übernehmen sollten.

Eine derartige Linie war die SW-NE-verlaufende Livorno-Prato-Sillaro-Linie, die den Nordapennin in zwei Hälften mit verschiedener Entwicklung teilte. Senkrecht zu dieser

Abb. 14 (im Anhang): Schema zur paläotektonischen Entwicklung der Faziesgrenze Emilianiden I / Emilianiden II.

1.) Zeitraum Tithon - Neokom. Modino-Cervarola-Becken und Cantiere-Monghidoro-Becken sind noch nicht voneinander getrennt. Radiolarit, Majolica und der untere Teil der Argille von Panna bzw. der Cantiere-Monghidoro-Argille sind abgelagert. Beginn des submarinen Ophiolith-Vulkanismus.

2.) Cenoman. Im Bereich des Futa-Passes hebt sich in Verbindung mit dem jetzt verstärkten Vulkanismus eine Schwelle. Bildung von Olisthostromen und Brekzien.

3.) U-Eozän. Seit dem Cenoman war die fazielle Entwicklung des Modino-Cervarola-Beckens und des Cantiere-Monghidoro-Beckens unterschiedlich, entsprechend der weiteren Heraushebung der trennenden Schwelle. Ablagerung von Pietraforte, Morello-Alberese und Scisti Varicolori (Argilloscisti di Pescina) im südlichen Becken; im nördlichen Trog werden Buntschieferserie mit Ostia-Sandstein und die Cantiere-Monghidoro-Serie sedimentiert; gebietsweise beginnt im nördlichen Trog ab O-Paläozän eine Molasse-Entwicklung.

4.) Oligozän. Die Tektogenese des Cantiere-Monghidoro-Beckens ist nahezu abgeschlossen; Faltung, Heraushebung und Einrumpfung erfolgten bereits im höheren Eozän; randliche Molasse-Entwicklung.
Im Modino-Cervarola-Becken beginnt das Miogeosynklinalstadium mit tiefer Einsenkung und mächtiger Turbidit-Sedimentation (Cervarola-Sandstein).

5.) Burdigal. Weiterhin Sedimentation von Cervarola-Sandstein. Darüber Olisthostrom-Serien (Sestola-Vidiciatico-Serie, Hangend-Olisthostrom), in die ein normalsedimentär-turbiditischer Horizont (Suviana-Serie) eingeschaltet ist. Die Cantiere-Monghidoro-Einheit ist dem Modino-Cervarola-Becken jetzt als breite Schwellenzone im N vorgelagert und ist Liefergebiet der Olisthostrom-Serien.

Legende: AF - Alberese von Fratte; AP - Argille von Panna; ASP - Argilloscisti di Pescina; BS - Buntschieferserie; CMA - Cantiere-Monghidoro-Argille; CMS - Cantiere-Monghidoro-Serie; CS - Cervarola-Sandstein; LS - Loiano-Sandstein; H - Hangend-Olisthostrom; M - Majolica; MA Morello-Alberese; O - Ophiolith; OS - Ostia-Sandstein; PF - Pietraforte; R - Radiolarit; SCV - Scisti Varicolori; SR - Sandstein von Riola; SU - Suviana-Serie; SV - Sestola-Vidiciatico-Serie.

Linie (im Streichen des Apennins) entwickelten sich in der Hauptsache 3 Bruchsysteme, die — von SW nach NE — mit den Faziesgrenzen Ligurikum/Toskanikum, Toskanikum/Emilianikum und Emilianiden I/Emilianiden II-IV identisch waren.

Westlich der Livorno-Sillaro-Linie entstanden von der Tithon/Neokom-Grenze ab zwei tiefe Eugeosynklinal-Tröge, und zwar südlich des Toskanikums der Ligurische Trog, nördlich des Toskanikums der zu diesem Zeitpunkt noch einheitliche Emilianische Trog. Beide Tröge wurden in der Unterkreide mit mächtigen Argille Scagliose und Ophiolithen gleicher Fazies gefüllt; (es gibt aber südöstlich der Livorno-Sillaro-Linie auf Toskaniden überschobene Liguriden. Dementsprechend muß der Ligurische Trog auch noch über diese Linie hinaus intern von den Toskaniden nach SE gezogen sein).

Währenddessen blieben das Gebiet östlich der Livorno-Sillaro-Linie und der westlich dieser Linie gelegene Teil des Toskanikums weiter relative (submarine) Hochgebiete, in denen sich die prä-kretazische pelagische Flachwasser-Entwicklung fortsetzte.

Im Verlaufe des Zeitabschnittes Unterkreide steigerte sich die Bodenunruhe kontinuierlich, um im Cenoman einen Höhepunkt zu erreichen (Paläo-Apennine Phase nach C.MIGLIORINI 1945). Es kam zu Resedimentationen (Olisthostrom- und Brekzien-Bildungen) nicht nur im Emilianikum, sondern auch im Toskanikum (K.GÜNTHER & K.-J.REUTTER 1966; K.GÜNTHER & W. WACHSMUTH 1969) und im Ligurikum. Im Emilianischen Trog entwickelte sich eine Schwelle, die Emilianiden I im S und Emilianiden II-IV im N voneinander trennte.

Während des Zeitraums Oberkreide/Alttertiär hält das Eugeosynklinal-Stadium des Ligurikums und Emilianikums an. Vorzugsweise kommt eine Alberese-Fazies zur Ausbildung.

Das Toskanikum ist sowohl östlich als auch westlich der Livorno-Sillaro-Linie durch eine einheitliche Scaglia-Fazies gekennzeichnet (Leptogeosynklinale nach R.TRÜMPY 1960).

Nach dem U-Eozän erleben der Emilianische und der Ligurische Trog eine kräftige Orogenese. Die Emilianiden II-IV werden gefaltet und z.T. eingerumpft. Stellenweise geht

die Sedimentation jedoch ungehindert weiter. In den Liguriden sowie in den Emilianiden II-IV ist die Geosynklinal-Entwicklung damit abgeschlossen. Es werden lediglich noch randliche postparoxysmale Molassen geschüttet, die im Falle der Emilianiden nach N in die jungen Sedimente der Poebene übergehen. Die Emilianiden II-IV befinden sich jetzt in einem Hochstadium und sind den Emilianiden I als breites Schwellengebiet im NE vorgelagert.

Vom Oligozän ab beginnt im Toskanikum und in der Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I) eine intensive Miogeosynklinal-Entwicklung im Sinne R.TRÜMPY's (1960) mit einer starken Eintiefung, die im NW größer war als im SE, und einer mächtigen turbiditischen Sedimentation (je 2 000 m Macigno und Cervarola-Sandstein). Indessen setzt sich lediglich in den Umbro-Markiden die pelagische Scaglia-Fazies noch weiter fort.

Die Sedimentation der Toskaniden reicht bis in das Aquitan, hingegen findet die Sedimentation der Modino-Cervarola-Einheit erst im O-Burdigal mit einer mächtigen Olisthostrom-Sedimentation ihren Abschluß. Liefergebiet für die Olisthostrom-Massen kann z.T. die nordöstliche Schwellenzone der Emilianiden II gewesen sein.

Im U- und M-Miozän ("fase etrusca", C.MIGLIORINI 1945) wird die Sillaro-Linie erneut belebt. Östlich dieser Linie tieft sich jetzt die Umbro-Romagnolische Miogeosynklinale der Formazione Marnoso Arenacea ein. Im Hangenden der Formazione Marnoso Arenacea findet ein kontinuierlicher Übergang in postparoxysmale Molassen statt.

Nach dem M-Miozän ist in allen Gebieten des Nordapennins die Geosynklinal-Entwicklung abgeschlossen. Zugleich beginnen die großen Deckenbewegungen. Die Modino-Cervarola-Einheit wird im NW von den Toskaniden unterschoben und z.T. überfaltet, im SE von den Umbro-Markiden unterschoben. Verschiedene ligurische Deckeneinheiten überfahren von SW her die Toskaniden, im nordwestlichen Nordapennin auch Teile der Emilianiden. Die Emilianiden II-IV überschieben im S und E die Modino-Cervarola-Einheit und die Umbro-Markiden

randlich, im NW auch Teile der Liguriden.

Bis in die Gegenwart halten die postparoxysmale Hebung des Gebirges und die distraktive Bruchtektonik an.

5.9. Diskussion der verschiedenen modernen Hypothesen zum Bauplan des Nordapennins bezüglich der Emilianischen Serien

Rezente Versuche, Kontinentaldrift und "ocean-floor-spreading" (M.BOCCALETTI & G.GUAZZONE 1970) sowie großräumige Rotationen (H.G.WUNDERLICH 1965) als Motor für die geologische Entwicklung des Nordapennins heranzuziehen, können hier nicht diskutiert werden, da der aus der Kenntnis des Untersuchungsgebietes und dessen weiterer Umgebung gewonnene Überblick zur Beurteilung derartiger überregionaler Hypothesen nicht ausreicht.

Wohl aber können und sollen die verschiedenen modernen Vorstellungen von den paläogeographischen Verhältnissen im Nordapennin miteinander verglichen werden. Im wesentlichen stehen sich zwei verschiedene Theorien gegenüber:

1.) Die Deckentheorien (P.ELTER et al. 1960; F.BALDACCI et al. 1967; G.SESTINI ed. 1970), die in den letzten 10 Jahren unter Berücksichtigung modernerer Publikationen modifiziert und ergänzt wurden. Danach wären u.a. die nördlich des Toskanikums anzutreffenden Gesteine als von SW her überschobene Deckeneinheiten toskanischer und ligurischer Herkunft aufzufassen.

2.) Die Theorie eines Emilianischen Außentroges (K.-J. REUTTER & C.W.SAMES 1964; K.-J.REUTTER 1966,1968; u.a.). Danach käme den nördlich des Toskanikums anzutreffenden Gesteinen nur eine Parautochthonie bzw. eine begrenzte Allochthonie zu, ihr Sedimentationsraum hätte sich etwa im Gebiet ihrer heutigen Verbreitung befunden.

Die vorliegende Arbeit wurde auf der Basis des Konzeptes von K.-J.REUTTER angefertigt. Sie bestätigt dieses Konzept, modifiziert und ergänzt es teilweise. Vor allem die folgenden eigenen und fremden Beobachtungen können nach Meinung des Verf. nur im Sinne eines Emilianischen Außentroges interpretiert werden:

1.) Die Stratigraphie und die Tektonik der Emilianischen Gesteine wurden in den letzten 10 Jahren von den Berliner Geologen weitgehend abgeklärt. Diese Gesteine gehören einer Fazies an, die der Ligurischen Fazies zwar ähnelt,

von dieser aber dennoch verschieden ist. Es handelt sich keineswegs um chaotisch angeordnete Gesteinsmassen ohne einheitlichen Schichtverband, wie italienische Geologen annehmen. Vielmehr treten diese Gesteine wohlgeordnet auf, können stratigraphisch wohldefiniert und verschiedenen tektonischen Einheiten zugeordnet werden.

2.) K.RENTZ (1971) stellte fest, daß die von K.-J.REUTTER (1966) unterschiedenen tektonischen Einheiten der Emilianiden II-IV einer einzigen tektonischen Einheit angehören, die in ein und demselben Faziesraum abgelagert wurde. Es handelt sich also um eine vergleichsweise geringmächtige Gesteinsplatte von riesiger horizontaler Verbreitung. Ein weiter Deckentransport eines derartigen Körpers ohne Chaotisierung erscheint undenkbar (vgl.M.RICHTER 1960).

3.) Italienischen Autoren zufolge (R.NARDI 1965, u.a.) gehören die Flyschsandsteine des Nordapennins (Macigno, Modino-Sandstein, Cervarola-Sandstein) einem einheitlichen Sedimentationsraum an, in dem die Turbidit-Sedimentation lediglich durch Olisthostrom-Einschaltungen unterbrochen wurde. Tatsächlich aber sind Modino-Sandstein und Cervarola-Sandstein Bestandteile einer stratigraphischen Einheit, die von der U-Kreide bis in das O-Burdigal reicht und den Macigno (U-Miozän !) tektonisch überlagert (K.-J.REUTTER 1966,1968) bzw. im Bereich des Cerreto-Passes (K.-D.KRAMPE 1964) von diesem überfaltet wurde. In höheren Partien sowohl des Macigno als auch des Cervarola-Sandsteins befinden sich im gleichen stratigraphischen Niveau aus ligurischer Kalk-Ton-Serie bestehende Olisthostrom-Einschaltungen (Olisthostrom-Vorläufer der Liguriden I - Decke), die nach K.-J.REUTTER nur erfolgen konnten, wenn Macigno und Cervarola-Sandstein primär nebeneinander angeordnet waren.

Der Cervarola-Sandstein kann nicht im Niveau der tertiären Scaglia bzw. der Scisti Varicolori der Apuaner Alpen (Toskaniden I) abgeschert sein (F.BALDACCI et al. 1967), denn dann dürfte die prä-tertiäre, bis in die Unterkreide reichende stratigraphische Unterlage des Cervarola-Sandsteins (im Untersuchungsgebiet: Cervarola-Basis-Serie) nicht vorhanden sein. Eine nördlichere Herkunft wird damit wahrscheinlich.

4.) Zwischen Modino-Cervarola-Einheit und Cantiere-Monghidoro-Einheit existieren nahe dem Futa-Paß enge fazielle Beziehungen (Kap.5.3.), die nur dahingehend interpretiert werden können, daß die Emilianiden II den Emilianiden I primär im N benachbart waren. Muß für die höheren Emilianiden wegen der Diskrepanz zwischen Ausdehnung und Mächtigkeit der Gesteinsplatte ein weiter Deckentransport abgelehnt werden (siehe Punkt 2.), so gilt dies um so mehr, wenn die Emilianiden I dieser Gesteinsplatte noch zusätzlich angeschlossen sind.

5.) Die Cervarola-Hangend-Serien der Emilianiden I haben randliche stratigraphische Übergänge in die Umbro-Markiden (Kap.5.4.). Da letztere unbestritten als autochthon gelten, sieht der Verf. einen zwingenden Beweis für eine primäre Anlage des Modino-Cervarola-Troges im Bereich der heutigen Verbreitung seiner Sedimente. Wegen Punkt 4.) gilt entsprechendes für den Cantiere-Monghidoro-Trog.

6.) Diese Position wird noch dadurch bestätigt, daß die Cervarola-Basis-Serien des Untersuchungsgebietes sich östlich der Prato-Sillaro-Linie mit den pelagischen kalkig-pelitischen Sedimenten verzahnen, die im SE-Abschnitt des Nordapennins gemeinsam die Unterlage von Macigno, Cervarola-Sandstein und Formazione Marnoso Arenacea bilden (Scisti Varicolori, "nummulitico" etc.) und dort relativ autochthon sind. Südlich des Lago di Trasimeno besitzt der Cervarola-Sandstein eine umbrische Unterlage, die bis in die Trias reicht (K.-J.REUTTER 1968).

Gegenüber den reinen Allochthonie-Vorstellungen hätte die Annahme eines Emilianischen Außentroges verschiedene Vorteile: Die großen Decken-Transportweiten könnten entfallen. Ein Teil der Olisthostrom-Serien wäre von Schwellengebieten innerhalb der Emilianiden zu beziehen. Weiter entfiele der sogenannte "Loiano-Effekt" (G.MERLA 1952), und die Faziesentwicklung der Emilianischen Serien speziell des Untersuchungsgebietes ließe sich plausibel erklären.

Die Annahme eines Emilianischen Außentroges macht jedoch eine Modifizierung des AUBOUIN'schen Modells (1965) vom Bau geosynklinaler Räume erforderlich (vgl.S.15). Nach K.-J. REUTTER (1968) hätten demzufolge Liguriden und Emilianiden eine einheitliche Eugeosynklinale gebildet, in der die Toskaniden lediglich ein besonderes leptogeosynklinales (R. TRÜMPY 1960) Gebiet darstellten, vergleichbar etwa dem Briançonnais der Westalpen, welches als ophiolithfreies Gebiet zwischen dem Walliser und dem piedmontesischen Trog eingeschaltet ist. Die Umbro-Markiden wären die Miogeosynklinale gewesen, während eine Miogeantiklinale zwischen beiden Gebieten nicht bekannt ist.

Dem ist hinzuzufügen, daß im Nordapennin das Eugeosynklinal-Stadium und das Miogeosynklinal-Stadium nicht im Sinne AUBOUIN's räumlich voneinander getrennt und auf unterschiedliche (interne und externe) Zonen festgelegt sind. Vielmehr fand inmitten der Ligurisch-Emilianischen Eugeosynklinale, deren Eugeosynklinal-Stadium im Zeitraum U-Kreide/U-Eozän lag, im Oligozän und U-Miozän noch eine intensive Miogeosynklinal-Entwicklung statt (im Gebiet der Toskaniden und der Modino-Cervarola-Einheit).

Ebenfalls modifiziert werden muß das Modell der

Orogenfront-Verlagerung (H.G.WUNDERLICH 1967). Während des Eugeosynklinal-Stadiums (U-Kreide/U-Eozän) fand in den ligurischen und emilianischen Teiltrögen eine einheitliche und gleichzeitige Flysch-Entwicklung statt, ohne daß eine Orogenfront-Verlagerung von intern nach extern zu beobachten wäre. Jedoch ist das Prinzip von WUNDERLICH auf die miogeosynklinalen, oligozänen bis untermiozänen Flyschtröge (Macigno, Cervarola-Sandstein, Formazione Marnoso Arenacea) anwendbar. Wie die z.T. unterschiedlichen zeitlichen Einsätze der Turbidit-Sedimentation und deren stratigraphische Reichweiten zeigen, können sich die genannten 3 Tröge von intern nach extern zeitlich und räumlich nacheinander eingetieft haben.

6. Zusammenfassung und Ergebnis

Im Gebiet zwischen Lago di Suviana und Passo della Futa wurden 370 km^2 erstmalig im Maßstab 1 : 10 000 geologisch aufgenommen. Gegenüber 4 Serien auf der amtlichen CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, Blatt 98 "Vergato" (F.SACCO 1892-1933) konnten 49 Serien unterschieden und mit Hilfe von Foraminiferen-Faunen datiert werden.

Entgegen den Auffassungen italienischer Geologen, die im Untersuchungsgebiet stets nur Sedimente des Ligurischen und des Toskanischen, z.T. auch des Umbro-Romagnolischen Faziesbereiches vermuteten, stellte sich heraus, daß sämtliche Serien dem Emilianischen Faziesbereich angehören, wobei gewisse Übergänge zur Umbro-Romagnolischen Fazies zu verzeichnen sind. Dabei können die auskartierten Serien zu mehreren tektonischen Einheiten zusammengefaßt werden:

1.) Modino-Cervarola-Einheit (Emilianiden I, Tithon - O-Burdigal.

2.) Monzone-Guzzano-Einheit (Untereinheit der Emilianiden I), O-Oligozän - O-Aquitan. Sie stellt die nördliche Trogrand-Fazies des Modino-Cervarola-Beckens dar.

3.) Castiglione-Sandstein (Emilianisch - Umbro-Romagnolische Zwischeneinheit), O-Aquitan; vermittelt zeitlich, räumlich und faziell zwischen Modino-Cervarola-Einheit und Umbro-Markiden. Er ist der Modino-Cervarola-Einheit im NE vorgelagert.

4.) Cantiere-Monghidoro-Einheit (Emilianiden II), Tithon -

U-Aquitan. Sie überschiebt die übrigen Einheiten von N her randlich.

Emilianiden I und Emilianiden II erleben im Zeitraum Tithon bis U-Eozän eine einheitliche eugeosynklinale Entwicklung mit einer mächtigen Flysch-Sedimentation (Turbidite, Olisthostrome). Beide Einheiten werden nach dem U-Eozän von einer Orogenese erfaßt, während der die prä-untereozäne Schichtfolge der Emilianiden I (Cervarola-Basis-Serie) zerschert, die Schichtfolge der Emilianiden II gefaltet und eingerumpft wird. In den Emilianiden II ist die Geosynklinal-Entwicklung damit beendet. Es folgen noch eine postparoxysmale Molasse-Sedimentation und eine distraktive Bruchschollentektonik ("Scherbentektonik",M.RICHTER 1963), die bis in die Gegenwart anhält.

Währenddessen beginnt in den Emilianiden I nach dem Eozän ein miogeosynklinales Stadium, in dessen Verlauf mehrere 1 000 m Sedimente zur Ablagerung kommen. Die Sedimente werden vom M-Miozän ab gefaltet und herausgehoben. Zum gleichen Zeitpunkt erfolgt auch die Überschiebung der Emilianiden II von N her auf die Emilianiden I und auf die östlich angrenzenden Umbro-Markiden. Anschließend werden noch Dehnungsbrüche angelegt.

Bezüglich des tektonischen Bauplanes ist der Futa-Schuppenkomplex der Modino-Cervarola-Einheit als ein anomales Gebiet zu betrachten, in dem die Quertektonik besonders zum Zuge kommt. Dort kreuzen sich nämlich zwei tektonische Lineamente von regionaler Bedeutung:

1.) Die Livorno-Prato-Sillaro-Linie, ein Bruchsystem, das von der Jura/Kreide-Grenze ab aktiv war und den Nordapennin in zwei Bereiche mit unterschiedlicher fazieller und tektonischer Entwicklung teilt.

2.) Eine Schwellenzone, die vom Cenoman ab Emilianiden I und Emilianiden II voneinander getrennt hat.

Die Zeiträume besonderer orogenetischer Aktivitäten konnten sowohl durch die Datierung von Resedimentations-Erscheinungen (Faunen-Umlagerungen) als auch durch die zeitliche Einordnung des Ophiolith-Magmatismus festgelegt werden. Dabei ergab sich eine auffällige zeitliche Übereinstimmung der Resedimentations-Vorgänge mit den magmatischen Aktivitäten.

In der vorliegenden Arbeit wird der faziellen und paläotektonischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes und dessen Umgebung besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Neben gewissen Faziesdifferenzierungen in der Cantiere-Monghidoro-Einheit sind die erheblichen faziellen Unterschiede innerhalb der Modino-Cervarola-Einheit dargestellt worden. Sie müssen im Zusammenhang mit einer starken Gliederung des Geosynklinalbodens gesehen werden. So schwankt die Mächtigkeit des Cervarola-Sandsteins zwischen 200 und 2 000 m.

Die Cervarola-Basis-Serie des Untersuchungsgebietes ist einerseits in der eugeosynklinalen Flyschfazies der Modino-Basis-Serie westlicher Gebiete entwickelt und gleicht dieser in Mächtigkeit, Alter, stratigraphischer Position und tektonischem Bauplan. Andererseits geht sie entlang der Prato-Sillaro-Linie in die pelagische kalkig-pelitische Fazies über (Scisti Varicolori, "nummulitico" etc.), die im SE der genannten Störung generell an der Basis von Macigno, Cervarola-Sandstein und Formazione Marnoso Arenacea zu finden ist.

Aus den engen faziellen Beziehungen zwischen Emilianiden I und Emilianiden II im Gebiet des Futa-Passes läßt sich eine paläogeographische Anordnung ablesen, derzufolge die Emilianiden II den Emilianiden I unmittelbar im N vorgelagert waren. Da die Emilianiden I (Modino-Cervarola-Einheit) außerdem stratigraphische Übergänge in das Autochthon der Umbro-Markiden haben, folgt zwingend, daß die Emilianiden entsprechend ihrer heutigen Anordnung primär in einem Emilianischen Außentrog (zwischen Toskanikum und Umbro-Markiden) abgelagert wurden.

Zum Schluß werden die verschiedenen Vorstellungen von der paläogeographischen Entwicklung des Nordapennins diskutiert.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit bestätigen das Konzept von K.-J.REUTTER (1968). Eine Modifizierung und Ergänzung dieses Konzeptes besteht darin, daß die südlich des Futa-Passes anstehenden allochthonen Serien (Morello-Alberese, Argille von Panna, Pietraforte etc.) aufgrund stratigraphischer und fazieller Beobachtungen als Basis-Serien

der Modino-Cervarola-Einheit betrachtet werden können, im Gegensatz zur Interpretation von REUTTER, der diese Gesteinsserien als ligurisches Allochthon ansieht.

Ein neuer Aspekt ist auch die Interpretation der faziellen und paläotektonischen Entwicklung der Emilianiden unter dem Gesichtspunkt der Prato-Sillaro-Linie als Faziesgrenze.

7. Riassunto

Nel presente lavoro sono stati rilevati per la prima volta 370 km^2 della zona tra il Lago di Suviana ed il Passo della Futa in scala 1 : 10 000.

Anzichè le quattro formazioni del foglio 98 ("Vergato") della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA, rilevato di F. SACCO (1892 - 1933), si sono distinte 49 formazioni, la maggior parte delle quali è stata suddivisa ulteriormente per mezzo di microfaune a foraminiferi.

Tutte le serie della zona rilevata rappresentano sedimenti del bacino Emiliano (K.-J. REUTTER & C.W. SAMES, 1964). In parte, la loro litologia dimostra l'esistenza di una transizione tra la facies Emiliana e quella Umbro-Romagnola. Questi risultati contrastano con la concezione della maggior parte di geologi italiani secondo la quale si tratta di depositi della serie Toscana, Ligure ed in parte Umbro-Romagnola.

La successione dei diversi terreni è stata suddivisa in quattro complessi tettonici:

1.) Unità di M.Modino - M.Cervarola ("Emilianidi I"; Titoniano - Burdigaliano sup.)
2.) Unità di M.Monzone - Guzzano (sotto-unità delle "Emilianidi I"; Oligocene sup. - Aquitaniano sup.; questa unità rappresenta la facies limite settentrionale del bacino di flysch del M.Modino - M.Cervarola)
3.) Complesso dell'arenaria di Castiglione (unità di transizione emiliano - umbro-romagnolo; Aquitaniano sup.). L'arenaria di Castiglione, arealmente e

cronologicamente è da considerarsi come facies di transizione tra la zona di sedimentazione umbra e quella del M.Modino - M.Cervarola. Originariamente quell'arenaria deve essersi sedimentata a NE dell'unità di M.Modino - M.Cervarola)

4.) Unità di M.Cantiere - Monghidoro ("Emilianidi II"; Titoniano - Aquitaniano inf.; questa unità è accavallata marginalmente da N sugli altri complessi tettonici citati).

Dal Titoniano fino al Eocene inf., i bacini delle Emilianidi I e II sono caratterizzate da un'evoluzione eugeosinclinale con una sedimentazione di flysch (torbiditi ed olistostromi) di grande spessore.

Dopo l'Eocene inf., entrambe l'unità sono state interessate da attività tettonica, durante la quale la serie pre-eocenica delle Emilianidi I (serie del base di M.Cervarola) è stata corrugata in strutture a scaglie, mentre la serie delle Emilianidi II è stata piegata e troncata. Termina con lo sviluppo eugeosinclinale nelle Emilianidi II, seguendo nella stessa unità un deposito postparossismale a facies di molasse.

Dopo l'Eocene nella zona delle Emilianidi I commincia una sedimentazione di tipo miogeosinclinale, durante la quale si accumulano parecchie migliaia di 1000 metri di terreni flischioidi. Questi depositi vennero poi piegati e sollevati dal Miocene medio in poi.

Nello stesso tempo ebbero luogo tanto i sovrascorrimenti da N delle Emilianidi II sulle Emilianidi I, quanto gli accavallamenti marginali delle stesse Emilianidi II sulle Umbro-Marchidi. Questi movimenti sono stati poi seguiti da processi tettonici distensivi.

In considerazione all'assetto tettonico generale, il complesso a scaglie del Passo della Futa, che si dimostra come parte dell'unità di M.Modino - M.Cervarola, deve essere riguardato come una zona tettonica anomala. Si tratta di un complesso con una deformazione trasversale dove si incontrano due elementi tettonici di uno stesso significato regionale nell'Appennino settentrionale:

1.) La linea Livorno - Prato - Sillaro (V. BORTOLOTTI 1966). Questa linea, dal limite giurassico-cretaceo in poi, fungeva da zona di distensione trasversale, che doveva separare l'Appennino settentrionale in due parti con diversi sviluppi di facies e di tettonica.
2.) Una zona di soglia, che separava dal Cenomaniano in poi le Emilianidi I dalle Emilianidi II.

Momenti di attività tettoniche particolari sono stati precisati tanto con datazioni di fenomeni di risedimentazione (anche risedimentazione di microfaune), quanto per la determinazione cronologica del vulcanismo ofiolitifero. Si è osservata infatti una chiara concordanza dei fenomeni di risedimentazione con attività magmatiche ofiolitiche (pag. 198-201).

Nel presente lavoro si è discusso in particolare lo sviluppo di facies e l'assetto paleotettonico della zona rilevata. Oltre all'unità di M.Cantiere - Monghidoro, ove si manifestano stesse differenziazoni di facies, si sono osservati particolarmente forti cambiamenti di facies nella zona del l'unità di M.Modino - M.Cervarola: essi sono da interpretare come una differenziazione del fondo della geosinclinale. Cosi, per esempio, lo spessore dell'arenaria di M. Cervarola cambia tra 200 e 2 000 m.

Nella zona rilevata la serie di base del M.Cervarola si presenta come facies di flysch eugeosinclinale. Per lo spessore, età, posizione stratigrafica e assetto tettonico questa serie mostra una forte somiglianza colla serie di base del M.Modino in zone piu ad Ovest. D'altra parte, lungo la linea Prato - F. Sillaro è da osservare una transizione tra la facies eugeosinclinale della serie di base del M.Cervarola e quella pelagica calcarea-marnosa degli scisti varicolori e del nummulitico.

A Sudest della linea quest'ultima facies si trova generalmente alla base del "macigno", dell'arenaria del M.Cervarola e della formazione marnoso-arenacea.

Nell'area del Passo della Futa gli stretti rapporti tra la

facies delle Emilianidi I e quella delle Emilianidi II permettono una ricostruzione paleogeografica che prevede le Emilianidi II sedimentate immediatamente a N delle Emilianidi I (pag. 188-190).

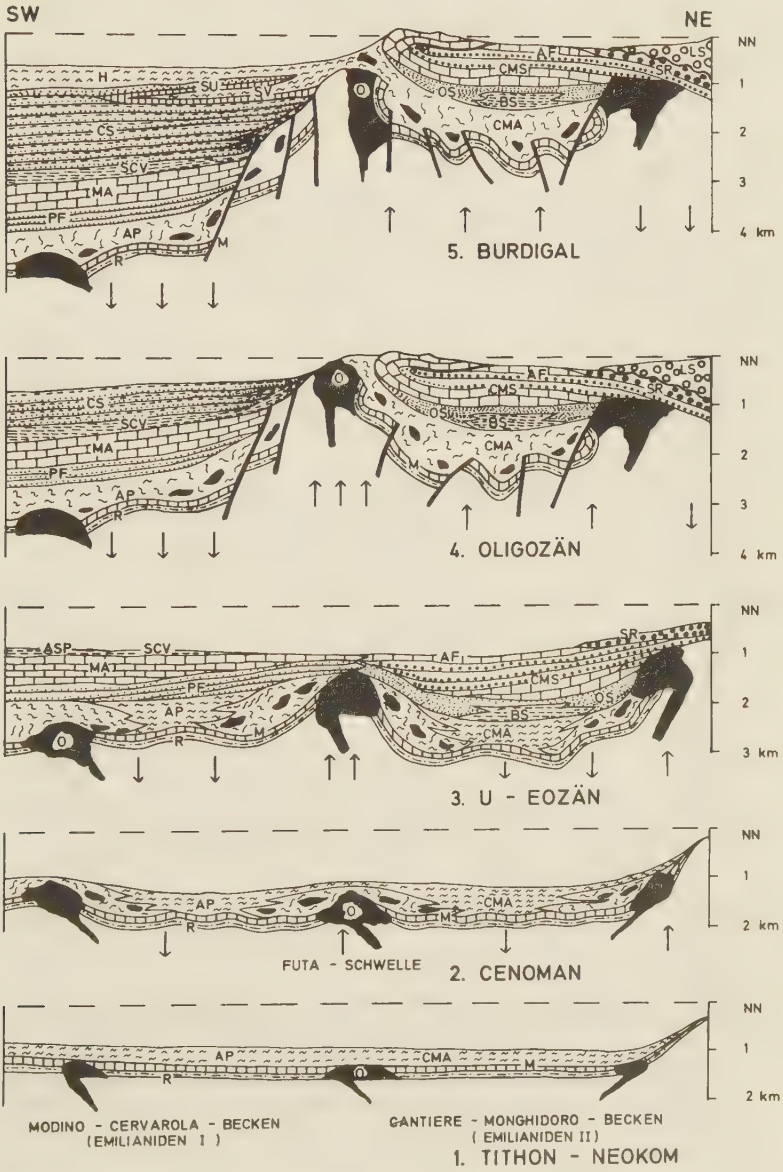
Dato che le Emilianidi I (unità del M.Modino - M.Cervarola) mostrano certi passaggi stratigrafici alla serie dell'autoctono umbro-marchigiano, si deve concludere che i terreni delle Emilianidi sono stati deposti originariamente in un'area di sedimentazione esterna, situata tra le Toscanidi e le Umbro-Marchidi.

Finalmente sono discusse diverse ipotesi sull'evoluzione paleografica dell'Appennino settentrionale.

Il risultato del presente lavoro conferma grosso modo la teoria di K.-J. REUTTER (1968). Al contrario di questa però si considerano le serie alloctone a Sud del Passo della Futa (Alberese del M.Morello, Argille di Panna, Pietraforte ecc.) come base dell'unità di M.Modino - M.Cervarola (pag. 45 ff.).

Come nuovo punto di vista si mette in discussione una interpretazione della linea Prato - F. Sillaro, come zona di limitazione tra due facies diverse: nella parte nordoccidentale di quella linea, sufatti, l'evoluzione delle Emilianidi sarebbe stata diversa da quella a Sud-Est.

Schema zur paläotektonischen Entwicklung der Faziesgrenze EMILIANIDEN I / EMILIANIDEN II
im Bereich des Futa - Passes



Erklärung siehe Textseite 202

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

ABBATE, E. (1969): Il Gruppo della Val di Sambro (Serie di Monghidoro "Auctt.") ed i terreni sovrastanti (Apennino modenese e bolognese - Dati preliminari).- Boll. Soc. Geol. It., 88,4, 637-644, Roma.

- , BORTOLOTTI, V. & PASSERINI, P. (1970): Olistostromes and Olistoliths.- Sedimentary Geology, 4,3/4, Special Issue, 521-557, Leiden.

- , BORTOLOTTI, V., PASSERINI, P. & SAGRI, M. (1970): The geosyncline concept and the Northern Apennines.- Sedimentary Geology, 4,3/4, Special Issue, 625-636, Leiden.

- , BORTOLOTTI, V., PASSERINI, P. & SAGRI, M. (1970): The Northern Apennines geosyncline and continental drift.- Sedimentary Geology, 4,3/4, Special Issue, 637-642, Leiden.

- & SAGRI, M. (1970): The eugeosynclinal sequences.- Sedimentary Geology, 4,3/4, Special Issue, 251-340, Leiden.

AGIP MINERARIA (1957): I Giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale.- Atti Convegno Milano, 2, Accad. Naz. Lincei, Roma 1959.

- , (1957): Foraminiferi Padani (terziario e quaternario).- Atlanta iconografico e distribuzione stratigrafica, Milano.

- , (1959): Microfazies italiane (dal carbonifero al miocene medio).- 35 S., 145 Taf., Milano.

AMADESI, E. (1964): Nuove ricerche nei dintorni di Poretta Terme (Bologna).- Boll. Soc. Geol. It., 83,1, 213-220, Roma.

- , (1964): La zolla alloctona di Castel di Casio (Bologna).- Giorn. di Geol., (2a), 32,2, 11 S., Bologna.

- , (1965): Ricerche geologiche nei dintorni di Lizzano in Belvedere.- Boll. Soc. Geol. It., 84,4, 3-17, Roma 1966.

- , (1966): Schema strutturale e tettonico dell'Apennino settentrionale (versante emiliano) fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli.- Giorn. di Geol., (2a), 34,2, 23 S., Bologna 1967.

- , (1966): Considerazioni generali sulla stratigrafia e l'evoluzione geologica dell'Appennino settentrionale fra l'Abetone e Castiglione dei Pepoli.- Giorn. di Geol., (2a), 34,2, 34 S., Bologna 1967.

ANELLI, M. (1923): Sul comportamento tettonico delle argille scagliose nell'Appennino emiliano.- Rend. Accad. Naz. Lincei, Cl. sc. fis., (5a), 32, 413-416.

- , (1929): Su alcuni fenomeni di ricoprimento nell'Appennino emiliano.- Rend. R. Accad. Naz. Lincei, Cl. sc. fis., (6), 10.

- , (1935): Sopra alcuni lembi di "arenaria superiore" dell'Appennino settentrionale.- Aten. Parm. Acta Nat., 7.

- , (1938): Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza.- Real. Accad. Sc. Lett. Arti Modena, Atti Mem., (5), 3, 228-262, Modena.

ASCOLI, P. (1956): Microfaune della serie eocenica di Rio Repregoso e della serie oligocenica superiore di Mombisaggio e Mongariolo.- Ist. Geol. Paleont. Univ. Milano, (P), 89, 153-196, Milano.

- , (1957): Microfaune del Tortoniano di Mombisaggio e della serie pliocenica di Volpeglino.- Ist. Geol. Paleont. Geograf. Univ. Milano (P), 91, 1-30, Milano.

AUBOUIN, J. (1965): Developments in Geotectonics I : Geosynclines.- Elsevier Publ. Copm., 335 S., Amsterdam, London, New York.

AZZAROLI, A. (1953): Appunti sulla Serie di Loiano (Appennino Bolognese).- Boll. Soc. Geol. It., 72,1, 27-32, Roma 1955.

BAILEY, E.B. & McCALLIEN, W.J. (1953): Serpentin lavas, the Ankara melange and Anatolian thrust.- Roy. Soc. Trans., 62,2, 403-441, Edinburgh.

BALDACCI, F., ELTER, P., GIANNINI, E., GIGLIA, G., LAZZAROTTO, A., NARDI, R. & TONGIORGI, M. (1967): Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch Arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino Settentrionale.- Mem. Soc. Geol. It., 6,2, 213-244, Pisa.

BANDY, O.L. (1966): Restriction of the "Orbulina" datum.- Micropal., 12,1, 79-86, New York.

- , (1967): Cretaceous plactonic foraminiferal zonation.- Micropal. 13,1, 1-31, New York.

BANNER, F.T. & BLOW, W.H. (1965a): Globigerinoides quadrilobatus (d'ORBIGNY) and related forms: their Taxonomy, Nomenclature and Stratigraphy.- Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 16,3, 105-115, Ithaca, New York.

BANNER, F.T. & BLOW, W.H. (1965b): Progress in the Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Neogene.- Nature, 208, 5016, 1164-1166, London.

- , EAMES, F.E. (1966): Recent Progress in: World-Wide Tertiary Stratigraphical Correlation.- EARTH - Sci. Rev.- 157-179, Amsterdam.

BEHRMANN, R.B. (1936): Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung.- Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III, 15, 125 S., Göttingen.

- , (1958): Die geotektonische Entwicklung des Apenninsystems.- Geotekt. Forsch., 12,1, 1-99, Stuttgart.

BENEO, E. (1956): Accumuli terziari di risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine.- Boll. Soc. Geol. It., 78,2, 44-74, Roma.

BIANCONI, G. (1866): Sur les Apennins de la Poretta.- Bull. Soc. Geol. France, (2), 24, 482-484, Paris.

- , (1877): Considerazioni intorno alla formazione Miocenico dell'Appennino.- Mem. Accad. Sc., (8), 175-192, Bologna.

BIZON, G. (1967): Contribution a la connaissance des foraminiferes planctoniques d'Epire et des Iles Ioniennes (Grece Occidentale). (Depuis le Paleogene superieur jusqu'au Pliocene).- Diss. Univ. Paris, Publ. Inst. Franc. Petrol. 1-142, Paris.

BLOW, W.H. (1956): Origin and evolution of the foraminiferal genus Orbulina d'ORBIGNY.- Micropal., 2,1, 67-70, New York.

- , (1967): Late middle Eocene to recent planctonic biostratigraphy.- In : BRONNIMANN, P. & RENZ, H.H.: Proceedings of the First International Conference on Planctonic Microfossils.- 1, 1-421, Genova 1969.

BOCCALETTI, M. & GUAZZONE, G. (1970): La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Appennino Settentrionale in una "zona di torsione" per deriva continentale.- Mem. Soc. Geol. It., 9,2, 157-176, Pisa.

BOLLI, H.M. (1957): Planctonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua-Formations of Trinidad.- B.W.I.- U.S. Natur. Mus., Bull. 215, 97-124, Washington.

- , (1966): Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera.- Bol. Inf. Asoc. Venezol. Geol. Mineral. Petrol., 9,1, 3-32, Enaro.

- , (1967): The subspecies of Globorotalia fohsi Cushman and Ellisor and the zones based on them.- Micropal., 13,4, 502-512, New York.

- & BERMUDEZ, P.J. (1965): Zonation based on planktonic foraminifera of Middle Miocene to Pliocene warm-water sediments.- Bol. Inf. Asoc. Venezol. Geol. Mineral. Petrol., 8,5, 121-149, Enaro.

BOMBICCI, L. (1882): Il sollevamento dell'Appennino Bolognese per diretta azione della gravità e delle pressioni laterali.- Rend. Accad. Sc. Bologna, 103-105, Bologna.

BORSETTI, A.M. (1964): Una microfauna a Globotruncana del Flysch alloctono di Castel di Casio (Bologna).- Giorn. di Geol., (2a), 32,2, 667-685, Bologna.

- , (1965): Microfaune del Langhiano superiore nel "Macigno" di Lizzano in Belvedere (Appennino bolognese).- Giorn. di Geol., (2a), 33,1, 131-142, Bologna 1966.

- & AMADESI, E. (1965): La presenza del Paleocene nella zolla alloctona di Castel di Casio (Bologna).- Giorn. di Geol., (2a), 33,2, 599-613, Bologna 1966.

BORTOLOTTI, V. (1960): Sulla stratigrafia del passaggio Pietraforte - Alberese nell'Appennino Settentrionale.- Mem. Soc. Geol. It., 3, 415-419, Pavia 1962.

- , (1962): Contributo alla conoscenza della stratigrafia della serie Pietraforte-Alberese.- Boll. Soc. Geol. It., 81,2, 225-314, Roma 1963.

- , (1964): Nota illustrativa della carta della distribuzione geografica della formazione di Monte Morello (Alberese).- Boll. Soc. Geol. It., 83,4, 155-190, Pisa 1965.

- , (1966): La tettonica trasversale dell'Appennino. I. La Linea Livorno - Sillaro.- Boll. Soc. Geol. It., 85, 529-540, Roma.

- & PASSERINI, P., SAGRI, M. & SESTINI, G. (1970): The miogeosynclinal sequences.- Sedimentary Geology, 4,3/4, Special Issue, 341-444, Leiden.

- & PASSERINI, P. (1970): Magmatic activity.- Sedimentary Geology, 4,3/4, Special Issue, 599-624, Leiden.

BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits.- Elsevier Publ. Comp., 168 S., Amsterdam.

BRANDI, G.P. & NARDI, R. (1966): Strutture sedimentarie nelle arenarie del M.Cervarola.- Mem. Soc. Geol. It., 5, 268-278, Pisa.

BROOKS, F.E., MESSINA, A.R., CHARMAK, R. & RONAI, L.E. (1968/69): Catalogue of Index Smaller Foraminifera.- American. Mus. of Nat. Hist., 1 - 3, New York.

BRUEREN, J.W.R. (1941): De geologie van een deel der Etruskische Apenijnen tusschen Firenze en Bologna.- Diss. Univ. Leiden, Verlag van Gorcum.

BURRI, C. & NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens.- I. u. II. Bd., 9-619, 11-206 (Tabellenwerk), Sammlung Friedländer Zürich, Zürich 1949.

CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizer Alpen.- Verlag Wepf u. Co., 480 S., Basel.

CAPELLINI, G. (1874): Communicazione relativa ai fossili ed all' età delle roccie dell'Appennino di Poretta.- Rend. Accad. Sc., Bologna.

- , (1876): Sui terreni terziari di una parte del versante settentrionale dell'Appennino.- Mem. Accad. Sc. Ist. di Bologna, (3), 6, 587-624, Bologna.

- , (1879): Calcare screziato con foraminiferi dei dintorni di Poretta.- Rend. Accad. Sc. Bologna, 31-36.

- , (1880): La creta grigia, ossia le rocce a globigerine dell'Appennino bolognese.- Rend. Accad. Sc. Bologna, 124-130.

- , (1881): Il macigno di Poretta e le rocce a globigerine dell'Appennino bolognese.- Mem. Accad. Sc. Bologna, (4), 2, 175-194, Bologna.

- , (1881): Calcari a bivalvi di M.Cavallo, Stagno e Casola nell'Appennino bolognese.- Mem. Accad. Sc. Bologna, (4), 2, 195-199, Bologna.

CARLONI, G.C. (1960): Ricerche stratigrafiche sulla "Scaglia cinerea" marchigiana. - Mem. Soc. Geol. It., 3, 435-446, Pavia 1962.

CATI, F. (1960): Ricerche micropaleontologiche nella "scaglia cinerea" marchigiana.- Mem. Soc. Geol. It., 3, 429-434, Pavia 1962.

- , COLALONGO, M.L., CRESCENTI, U., D'ONOFRIO, S., FOLLADOR, U., PIRINI RADRIZZANI, C., POMESANO CHERCHI, A., SALVATORINI, G., SARTONI, S., PREMOLI SILVA, I., WEZEL, C.F. & BERTOLINO, V., BIZON, G., BOLLI, H.M., BORSETTI CATI, A.M., DONDI, L., FEINDBERG, H., JENKINS, D.G., PERCONIG, E., SAMPO, M. & SPROVIERI, R. (1968): Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici.- Boll. Soc. Geol. It., 87, 491-503, Roma.

CICHA, I., SENES, J. & TEJKAL, J. (1967): Chronostratigraphie und Neostratotypen.- Miozän der zentralen Parathethys.- Vydavatel stvo slovenskej Akademie Vied, 312 S., Bratislava.

CIPRIANI, C. & MALESANI, P. (1963): Ricerche sulle arenarie: IX) Caratterizzazione e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche.- Mem. Soc. Geol. It., 4, 339-374, Pisa.

- , MALESANI, P. & MANETTI, P. (1965): Ricerche sulle arenarie: XII) Determinazioni microscopiche sulle arenarie della "Formazione del Mugello".- Boll. Soc. Geol. It., 84,4, 37-57, Roma.

CITA, M.B. (1968): Report of the working Group micropaleontology. Committee Mediterranean Neogene Stratigraphy, Proc. IV. Session, Bologna 1967.- Giorn. di Geol., (2), 35,2, 22 S., Bologna.

- & GELATI, R. (1960): Globoquadrina langhiana n. sp. del Langhiano-Tipo.- Riv. Ital. Paleont., 66, 241-246, Milano.

- & PREMOLI SILVA, I. (1960a): Pelagic Foraminifera from the type Langhian.- Int. Geol. Congr. Rep., 21.Sess., Teil 22, 39-50, Copenhagen.

- & PREMOLI SILVA, I. (1960b): Globigerina bollii, nuova specie del Langhiano delle Langhe.- Riv. Ital. Paleont. Strat., 66,1, 119-126, Milano.

- & PREMOLI SILVA, I. (1967): Evoluzione delle faune planctoniche nell'intervallo stratigrafico compreso fra il Langhiano-tipo ed il Tortoniano-tipo e zonazione del Miocene Piemontese.- Inst. Paleont. Univ. Milano, 1-25, Milano.

CRESCENTI, U. (1966): Sulla Biostratigrafia del Miocene affiorante al confine Marchigiano-Abruzzese.- Geologica Romana, 5, 1-54, Roma.

- , (1969): Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell' Appennino centrale : Correlazioni.- Geologica Romana, 15-40, Roma.

CROWELL, J.C. (1957): Origin of pebbly mudstones.- Bull. geol. Soc. Amer., 68,2, 993-1010, New York.

DAINELLI, L. (1949): La tettonica del macigno fra S.Marcello Pistoese e Piteccio.- Boll. Soc. Geol. It., 68, 36-41, Roma 1950.

- , (1951): La tettonica del macigno e della formazione marnoso arenacea romagnolo fra Lizzano in Belvedere e Barberino di Mugello.- Boll. Soc. Geol. It., 70,2, 389-401, Pisa 1953.

- , (1953): Geologia del M.Cimone.- Boll. Soc. Geol. It., 72, 7-24, Roma 1955.

DALLAN, L. (1962): Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano: II. Ricerche micropaleontologiche nei Flysch dei dintorni di Pievepelago (Appennino modenese).- Boll. Soc. Geol. It., 81,3, 77-128, Pisa.

DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich.- Europ. Hochschulr., Reihe 17 Erdwiss., 1, 179 S., Bern.

DOTT, H.R. (1963): Dynamics of subaequeous gravity depositional processes.- Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 47,1, 104-128, Tulsa.

DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. & KUENEN, Ph.H. (1959): Turbidits in flysch of the polish Carpathian Mountains.- Bull. Geol. Soc. Amer., 70, 1089-1118, New York.

- & RADOMSKI, A. (1956): Clastic dikes in the Carpathian Flysch.- Ann. Soc. Geol. Pologne, 26, 225-262.

- & WALTON, E.K. (1965): Sedimentary features of Flysch and Graywackes.- Developments in Sedimentology, 7, Elsevier Publ. Comp., 274 S., Amsterdam.

EAMES, F.E., BANNER, F.T., BLOW, W.H. & CLARKE, W.J. (1962): Fundamentals of mid-tertiary stratigraphical correlation.- Cambridge at the University Press, 2-151.

ELTER, P., GIANNINI, E., TONGIORGI, M. & TREVISAN, L. (1960): Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale.- Accad. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis. e nat., (8), 29,6, 497-502, Roma.

- , GRATZIU, C. & LABESSE, B. (1964): Sul significato della esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale.- Boll. Soc. Geol. It., 83,2, 373-394, Pisa.

FAZZINI, P. (1962): Nota preliminare al rilevamento del versante Nord del Casentino.- Mem. Soc. Geol. It., 4, 405-411, Pavia 1964.

- , (1963): Osservazioni geologiche nel Gruppo del M.Cantiere (Appennino Modenese).- Boll. Soc. Geol. It., 82, 1-18, Pisa.

- , (1966): La geologia del alta Val Dolo.- Boll. Soc. Geol. It., 84,6, 213-238, Pisa.

FLORES, G. (1959): Evidence of slump phenomena (Olisthostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily.- 5. World Petrol. Congr., Proc. Sec. 1, 259-275, Rome.

FOLK, L. (1962): Spectral subdivision of limestone types; Classification of Carbonate Rocks, a Symposium.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1, 62-85, Tulsa.

FREY, W. (1969): Zur Geologie des Grenzgebietes Alta Romagna/Casentino (Prov. Forli, Pesaro, Arezzo) SE des Passo dei Mandrioli (Italien).- Diss. Freie Univ. Berlin, 182 S.

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine.- Sediment-Petrologie, Teil II, 276 S., Stuttgart.

GANDOLFI, G. (1963): Correlazioni fra alcune placche isolate e le principali formazioni arenacee dell'Alto Appennino Bolognese, in base alle associazioni di minerali pesanti.- Miner. et Petrogr. Acta, 9, 97-109, Bologna.

- & GAZZI, P. (1961): Significato della distribuzione dei minerali pesanti nelle arenarie fra il passo della Porretta e Castiglione dei Pepoli (Appennino Tosco-Emiliano).- Acta Geol. Alpina, N. 8, 10 S. Bologna.

- & GAZZI, P. (1962): Sull'uniformità e sul significato della distribuzione dei minerali pesanti nel "macigno".- Acta Geol. Alpina, 12 S. Bologna.

- & GAZZI, P. (1963): Sulla distribuzione verticale dei minerali pesanti nella formazione marnoso-arenacea romagnola, lungo la Valle del Bidente.- Miner. et Petrogr. Acta, 9, 273-288, Bologna.

GANSSER, A. (1959): Außeralpine Ophiolithprobleme.- Ecl. Geol. Helv., 52,2, 659-680, Basel.

GAZZI, P. (1954): Relazione preliminare sul rilevamento eseguito nel foglio Vergato, nel 1954 - Appennino Settentrionale.- Boll. Serv. Geol. It., 76,2, 489-490.

- , (1961): Ricerche sulla distribuzione dei minerali pesanti nei sedimenti arenacei dell'Appennino Tosco-Romagnolo.- Acta Geol. Alpina, 8, 379-422, Bologna.

- , (1962): Ordine di apparizione dei minerali pesanti nella formazione di Monghidoro e nella serie di Loiano (Appennino Bolognese).- Miner. Petrogr. Acta, 9, 79-95, Bologna 1963.

- , (1965): On the heavy mineral zones in the geosyncline series. Recent studies in the Northern Apennines, Italy.- Journ. of Sedim. Petrol., 35,1, 107-115, Tulsa.

GELATI, R. (1968): Stratigrafia dell'Oligo-Miocene delle Langhe tra le Valli dei fiumi Tanaro e Bormida di Spigno.- Riv. Ital. Paleont., 74, 865-967, Milano.

- , (1968): Biostratigrafia del limite Oligocene-Miocene nelle Langhe (Piemonte - Italia). Committee Mediterranean Neogene Stratigraphy, Proc. IV. Sess., Bologna 1967.

GELMINI, R. (1965): Osservazioni sulle brecciole a Miogypsine rinvenute alla base delle arenarie di M. Cervarola (Appennino modenese).- Atti Soc. Nat. e Mat. Modena, 46.

- , (1966): Studio fotogeologico dell'Appennino settentrionale tra il Valdarno e la Romagna.- Boll. Soc. Geol. It., 84,6, 167-212, Pisa.

GENTZ, P. (1970): Geologische Untersuchungen im Raum Firenzuola, Passo della Raticosa und Passo della Futa, Prov. Firenze, Italien.- Unveröff. Dipl.-Arb., Freie Univ. Berlin, 94 S.

GHELARDONI, R. (1960): Stratigrafia e tettonica dei Monti ad Est e a Sud del Lago Trasimeno.- Mem. Soc. Geol. It., 3, 521-531, Pavia 1962.

- , PIERI, M., LUCCHETTI, L. & PIRINI, C. (1962): I rapporti tra "macigno" e "marnoso arenacea" tra le Valli del Dolo e dell'Idice.- Boll. Soc. Geol. It., 81,3, 195-230, Pisa.

GIANNINI, E., NARDI, R. & TONGIORGI, M. (1962): Osservazioni sul problema della Falda Toscana.- Boll. Soc. Geol. It., 81,2, 17-98, Pisa.

GIESE, P., GÜNTHER, K. & REUTTER, K.-J. (1970): Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins.- Z. dtsch. geol. Ges., 120 (1968), 151-195, Hannover.

GÖRLER, K. & IBBEKEN, H. (1963): Die Bedeutung der Zone Sestri-Voltaggio als Grenze zwischen Alpen und Apennin.- Geol. Rundsch., 53, 73-84, Stuttgart 1964.

- & REUTTER, K.-J. (1963): Die stratigraphische Einordnung der Ophiolithe des Nordapennins.- Geol. Rundsch., 53, 358-375, Stuttgart 1964.

- & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome.- Geol. Rundsch., 57, 484-514, Stuttgart.

GOLDBERG, G. (1965): Zur Geologie des Nordapennins im Raume Pontremoli - Passo della Cisa (Prov. Massa-Carrara, Italien).- Diss. Univ. Berlin, 148 S.

GORTANI, M. (1956): Recenti progressi nella conoscenza strutturale dell'Italia.- Geotekton. Sympos. z. Ehren H. STILLE, 143-176, Stuttgart.

GROSSCURTH, J. (1969): Die Geologie eines Gebietes im Bereich des Apennin-Hauptkammes zwischen dem Becken von Firenzuola und dem Mugello-Becken.- Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 124 S.

- , (1972): Diss. Freie Univ. Berlin, in Vorbereitung.

GÜNTHER, K. (1966): Zur Geologie der Zone zwischen den nördlichen Apuaner Alpen und dem Apennin-Hauptkamm.- Diss. Freie Univ. Berlin, 180 S.

- & RENTZ, K. (1968): Contributo alla geologia della catena principale dell'Appennino tosco-emiliano tra Ligonchio, Civago e Corfino.- Aten. Parm., Acta Nat., 4,1, 67-87, Parma.

- & REUTTER, K.-J. (1966): Submarine Brekzienbildung als Folge cenomaner orogenetischer Tätigkeit in den Toskaniden II bei Mommio (Prov. Massa-Carrara).- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 124,3, 241-253, Stuttgart.

- & WACHSMUTH, W. (1969): Submarine Brekzien und Sedimentationslücken im Mesozoikum der nordwestlichen Toskaniden.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 134,1, 57-100, Stuttgart.

HAAF, E., ten (1956): Significance of convolute lamination.- Geol. en Mijnb., 18, 188-194, Den Haag.

- , (1958): Les directions d'apport dans les flysch arenacee des Apennins.- Ecl. Geol. Helv., 51,3, 977-980, Basel.

- , (1959): Graded beds of the northern Apennines; sedimentary structures and directions of supply.- Diss. Univ. Groningen, 102 S.

HAGN, H. (1955): Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen.- Intern. Sediment. Petrogr. Series, 1, 174 S., Leiden.

- & ZEIL, W. (1954): Globotruncanen aus dem Unter-Turon der Bayerischen Alpen.- Ecl. Geol. Helv., 47,1, 61 S., Basel.

HARTUNG, W. (1966): Zur Geologie der nördlichen Apuaner Alpen zwischen Vinca und dem Turrite Secca.- Diss. Freie Univ. Berlin, 117 S.

HEMMER, C. (1966): Geologische Untersuchungen in einem Gebiet zwischen Treppio und Setta, Bologneser Apennin.- Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 108 S.

HENTSCHEL, H. (1960): Basischer Magmatismus in der Geosynklinale.- Geol. Rundsch., 50, 33-45, Stuttgart.

HERM, D. (1962): Stratigraphie und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental.- Bayer. Abh. Wiss. Math.-Nat. Kl. Neue Folge, 104, 9-119, München.

HEYMANN, H.F. (1968): Zur Geologie der Toskanischen und Emilianischen Serien des Nordapennins im Bereich des oberen Panaro- und oberen Lima-Tales (Prov. Modena, Bologna, Pistoia).- Diss. Freie Univ. Berlin, 180 S.

HILLEBRANDT, A. von (1962): Das Paläozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg.- Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat.Kl., Abh., Neue Folge, 108, 182 S., München.

- , (1964): Zur Entwicklung der planktonischen Foraminiferen im Alttertiär und ihre stratigraphische Bedeutung.- Paläont. Z., 38,3-4, 189-206, Stuttgart.

- , (1965): Foraminiferenstratigraphie im Alttertiär von Zumaya (NW-Spanien).- Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat.Kl., Abh., Neue Folge, 123, 62 S., München.

HILTERMANN, H. (1961): Bibliographie stratigraphisch wichtiger mikropaläontologischer Publikationen von etwa 1830 bis 1958.- E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchh., 403 S.

HOTTINGER, L. & SCHAUB, H. (1960): Zur Stufeneinteilung des Paläozäns und des Eozäns, Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien.- Ecl. Geol. Helv., 53,1, 453-479, Basel.

HSU, K.J. (1967): Origin of large overturned slabs of Apennines, Italy.- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 51,1, 65-72.

IBBEKEN, H. (1967): Die Merlassino-Diskordanz (Prov. Alessandria, Italien). Beispiel einer durch Olisthostrome vorgetäuschten Konkordanz.- Atti Ist. Geol. Univ. Genova, 5,1, 21-36, Genova 1968.

- , (1970): Das ligurische Tongriano, eine resedimentierte Molasse des Nordapennin.- Beih. geol. Jb., 93, 129 S., Hannover.

- & REUTTER, K.-J. (1967): Zum Problem der intramontanen Oligozänmolassen im Nordapennin.- Ecl. Geol. Helv., 60,1, 94-108, Basel.

INTERN. UNION GEOL. SCI. (1966): Committee on mediterranean neogene stratigraphy.- Proc. 3rd session, Berne 1964, 364 S., Brill, Leiden.

- , (1968): Commission on Geochronology for coordination of radiometric and stratigraphic data in the development of a world time scale.- in: Geologie, Jg. 17, Heft 2, 210-214, Berlin.

JENKINS, D.G. (1965): Planctonic foraminifera and Tertiary intercontinental correlations.- Micropal., 11,3, 265-277, New York.

KIESEL, Y. (1962): Die oligozänen Foraminiferen der Tiefbohrung Dobbertin (Mecklenburg).- Freiberger Forsch.-Hefte 123 S., Berlin.

KLEINPELL, R.M. & WEAVER, D.W. (1963): Oligocene biostratigraphy of the Santa Barbara Embayment, California. I. Foraminiferal faunas from the Gaviota and Alegria formations.- Univ. of Calif. Publ. in Geol. Sc., 43, 1-45, Univ. of California Press, Berkeley and Los Angeles.

KOBER, L. (1927): Beiträge zur Geologie des Nordapennins und der angrenzenden Alpen.- Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., 136,1, 281-294, Wien.

- , (1935): Grundlagen des Deckenbaues des Apennins.- Forsch. und Fortschr., 25, Berlin.

KRAMPE, K.D. (1964): Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza.- Diss. Freie Univ. Berlin, 161 S.

KUBE, W. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Aveto-Tales im Hinblick auf den Bauplan des Nordapennins.- Diss. Freie Univ. Berlin, 89 S.

KUENEN, Ph.H. (1959): Turbidity currents a major factor in flysch deposition.- Ecl. Geol. Helv., 51,3, 1009-1021, Basel.

- , (1959): Transport and sources of marine sediments.- Geol. en Mijnb., Jg. 21, 191-196, Den Haag.

- & MIGLIORINI, C.I. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding.- Journ. of Geol., 58,2, 91-127, Chicago.

LAUNAY, L. de (1907): La metallogenie de l'Italie et des regions avoisinantes.- Congr. Intern. Geol., Mexico.

LENCEWICZ, S. (1917): Profile geologiczne przez Apenin Toskanski.- C.R. Soc. Sci., Varscvie, 10,6, 637-662, Warschau.

LIPPARINI, T. (1936): Calcare a Nummuliti e Alveoline del Luteziano negli Argilloscisti dell'Appennino bolognese.- Boll. Soc. Geol. It., 55, 357-374, Roma.

- , (1944): Studi stratigrafici e tettonici dell'Appennino settentrionale.- Boll. R. Uff. Geol. d'It., 69, 33-108, Roma.

LOEBLICH, A. and Collaborators (1957): Studies in Foraminifera.- U.S. Nat. Museum, Bull. 215, Smithonian Inst., Washington D.C.

LOESCHKE, J. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen dem oberen Parma- und dem oberen Enza-Tal im Nordapennin.- Diss. Freie Univ. Berlin, 123 S.

LOMBARD, A. (1963): Stratonomie des series du flysch.- Ecl. Geol. Helv., 56,2, 481-511, Basel.

- , (1963): Laminites: A structure of flysch-type sediments.- Journ. Sedim. Petrol., 33,1, 14-22, Tulsa.

LOTTI, B. (1883): Sulla posizione stratigrafica del macigno di Poretta.- Boll. R. Comit. Geol., 14, 213-220, Roma.

- , (1894): Rilevamento geologico eseguito in Toscana nell' anno 1893.- Boll. R. Comit. Geol., 25,2, 115-152, Roma.

LUDWIG, C. (1929): Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio.- Geol. Rundsch., 20, 36-66, Berlin.

LUTERBACHER, H. (1964): Studies in some Globorotalia from the Paleocene and Lower Eocene of the Central Apennines.- Ecl. Geol. Helv., 57,2, 631-730, Basel.

- & PREMOLI SILVA (1964): Biostratigrafia del limite Cretaceo - Terziario nell'Appennino Centrale.- Riv. Ital. Paleont., 70,1, 67-128, Milano.

MADDALENA, L. (1929): Studi geologici inerenti alla costruzione della grande galleria attraverso l'Appennino Tosco-Bolognese per la linea direttissima Bologna - Firenze.- Int. Geol. Congr., C.R. XV. Sess., South Africa 1929, 2, 493-503.

- , (1929): Risultati geologici dell'attraversamento dell' Appennino Tosco-Bolognese colla grande galleria della direttissima Bologna - Firenze.- Atti Accad. Naz. Lincei, Rend., (6), 9, 1030-1037.

MAIOLI, P. (1961): Serie stratigrafica di Viano.- Boll. Soc. Geol. It., 80,1, 61-69, Roma.

MANZONI, A. (1881): Della miocenità del macigno e dell' unità dei terreni miocenici del Bolognese.- Boll. R. Comit. Geol. It., 12, 46-58, Roma.

MARCHESI, R. (1961): Serie stratigrafica di Monte Piano. Serie stratigrafica di Contignaco.- Boll. Soc. Geol. It., 80,1, 71-77, Roma.

MARKWICH, H. (1964): Geologische Untersuchungen im Gebiet von Corniglio, Provinz Parma, Nordapennin.- Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 74 S.

MARROCU, R. & PIRINI, C. (1961): Nota micropaleontologica della serie di M. Acuto (Perugia).- Boll. Soc. Geol. It., 80,1, 155-161, Roma.

MASINI, R. (1951): Perforazioni profondi nell'Appennino tosco-romagnolo. Rilievi e deduzioni sul problema delle argille scagliose.- Boll. Soc. Geol. It., 70,3, 565-586, Pisa 1963.

MAXWELL, J.C. (1959 a): Orogeny, gravity, tectonics, and turbidites in the Monghidoro area, Northern Apennine Mountains, Italy.- N.Y. Acad. Sci. Trans., 21, 269-280.

- , (1959 b): Turbidite, tectonic, and gravity transport, Northern Apennine Mountains, Italy.- Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 43, 2701-2719.

- , (1964): Monghidoro - Loiano - Passo della Futa : International Field Inst. Guidebook, Italy.- Amer. Geol. Inst.

MERLA, G. (1951): Geologia dell'Appennino settentrionale.- Boll. Soc. Geol. It., 70,1, 95-382, Roma 1952.

- , (1957): Essay on the geology of the Northern Apennines.- Accad. Naz. Lincei, Atti Conv., II, 629-651, Milano.

- , (1965): Carta Geologica D'Italia, Foglio 106 "Firenze".- Serv. Geol. D'Ital., Bergamo.

- , BORTOLOTTI, V. & PASSERINI, P. (1967): Note illustrative della Carta Geologica D'Italia alla scala 1 : 100 000, Foglio 106 "Firenze".- Serv. Geol. D'Ital., 61 S., Roma.

MICHELI, P. (1967): La serie di Monte Senario nei dintorni di Pergine Valdarno.- Mem. Soc. It., 6, 489-502, Pisa.

MIGLIORINI, C. (1945): Le fasi orogeniche nell'Appennino Settentrionale.- Boll. Soc. Geol. It., 64, 46-48, Roma 1967.

- , (1948): I cunei composti nell'orogenesi.- Boll. Soc. Geol. It., 67, 49-142, Roma 1949.

- , (1952): Composite wedges and orogene landslips in the Apennines.- Int. Geol. Congr., London 1948, part. X/III.

MONTANARO-GALLITELLI, E. (1947): Argillificazione del diabas e genesi di alcune argille scagliose rosse appenniniche.- Boll. Soc. Geol. It., 66, 15-20, Roma 1948.

MUCCHI, A.M. (1964): Osservazioni stratigrafiche sugli scisti varicolori del margine nord-orientale del Mugello (Firenze).- Boll. Soc. Geol. It., 83,2, 345-360, Pisa.

NARDI, R. (1964 a): Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano. III.: I rapporti tra le arenarie del M. Cervarola e il macigno lungo la valle della Scoltenna (Prov. di Modena).- Boll. Soc. Geol. It., 83,2, 361-372, Roma.

- , (1964 b): Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano. IV.: La geologia della valle della Scoltenna tra Pievepelago e Montecreto (appennino modenese).- Boll. Soc. Geol. It., 83,4, 353-400, Pisa 1965.

- , (1965): Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra il M.Cusna e il M.Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino.- Boll. Soc. Geol. It., 84,5, 35-92, Pisa.

- & TONGIORGI, M. (1962): Contributo alla geologia dell'Appennino tosco-emiliano. I.: Stratigrafia e tettonica dei dintorni di Pievepelago.- Boll. Soc. Geol. It., 81,3, 1-76, Roma 1963.

NELLI, B. (1903): Fossili miocenici del macigno di Poretta.- Boll. Soc. Geol. It., 22,2, 181-253, Roma.

NOCCHI, M. (1961): Sui rapporti fra la serie toscana e la serie umbria a Sud di M.Acuto e di M.Filoncio (Perugia).- Boll. Soc. Geol. It., 80,2, 181-230, Roma.

- & CATINELLI, A. (1964): Cenni sulla stratigrafia della "serie toscana" e della serie umbra nell'Alta Val Tiberina.- Boll. Soc. Geol. It., 83,4, 525-542, Pisa 1965.

PAPANI, G. & ZANZUCCHI, G. (1969): Nuove unità litostratigrafiche dell'Appennino emiliano. III.: Le argille di Viano.- Aten. Parm. Acta Nat., 5,1, 19-28, Parma.

PELLEGRINI, M. (1965): Osservazioni geologiche sulla zona di M.Falterona.- Boll. Soc. Geol. It., 84,6, 239-270, Pisa 1966.

PELLIZER, R. (1955): Ricerche sulle ofioliti della zona tra la Futa e la Raticosa.- Boll. Serv. Geol. It., 77,4-5, 605-681, Roma.

PETRUCCI, F. & BARBIERI, F. (1966): Il Flysch paleocenico - eocenico di Monte Sporno (Prov. di Parma).- Boll. Soc. Geol. It., 85, 39-58, Roma.

PETTERS, V. & GANDOLFI, R. (1948 - 1949): Contributo alla conoscenza dei foraminiferi oligocenici nel versante Nord del Appennino settentrionale.- Riv. Ital. Paleont., 54 - 55, 97-116.

PETTIJOHN, F.J. (1957): Sedimentary Rocks.- 2. edition, Harper & Broth., 718 S., New York.

PIERI, M. (1961): Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico-padano eseguito nel 1955-1959 dai geologi del AGIP MINERARIA.- Boll. Soc. Geol. It., 80,1, 1-34, Roma.

PFLAUMANN, V. (1964): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Flysch-Oberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Oberbayern.- Diss. Univ. München, 176 S.

PIRINI, C. (1961): Contributo paleontologico allo studio del Appennino settentrionale.- Boll. Soc. Geol. It., 80,1, 111-138, Roma.

- & MOSNA, S. (1960): Nota micropaleontologica per i terreni ad Est e a Sud del Lago Trasimeno.- Mem. Soc. Geol. It., 3, 533-541, Pavia 1962.

PISTOLESI, A. (1965): Ritrovamento di Miogypsine alla base del macigno in Umbria.- Boll. Soc. Geol. It., 84,6, 271-280, Pisa 1966.

POKORNY, V. (1958): Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie.- VEB Verlag d. Wiss., Bd. 1, 582 S., Berlin.

POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J. (1963): Paleocurrents and basin analysis.- Springer-Verlag, 269 S., Berlin - Göttingen - Heidelberg.

PRINCIPI, P. (1926): Alcune osservazioni sulla geologia e morfologia del bacino del Mugello.- Boll. Soc. Geol. It., 45.

- , (1930): I terreni terziari della regione compresa tra il bacino del Mugello e la valle del Reno.- Boll. Soc. Geol. It., 49, 161-169.

PROTO DECIMA, F. & ZORZI, P. (1965): Studio micropaleontologico - stratigrafico della serie cretaceo - terziaria del Molinetto di Pederobba (Trevigiano occ.).- Consiglio Naz. d. Rich., Centro naz. per lo studio geol. e petrogr. delle Alpi., 1-44, Padova.

REISS, Z. & GVIRTZMANN, G. (1964): Subsurface Neogene Stratigraphy of Israel.- Int. Union Geol. Sc.; In : DROOGER, C.W., REISS, Z., RUTSCH, R.F. & MARKS, P.: Committee on mediterranean neogene stratigraphy.- Proc. 3 rd Sess. in Berne, 1964; 312-346, Brill, Leiden, 1966.

RENTZ, K. (1971): Zur Geologie der Zone zwischen der Secchia und dem Apennin-Hauptkamm (Prov. Modena, Reggio Emilia).- Diss. Freie Univ. Berlin, 334 S.

RENZ, O. (1936): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide - Tertiär) im zentralen Apennin.- Ecl. Geol. Helv., 29,1, 1-149, Basel.

REUTTER, K.-J. (1961): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Bedonia und Varese Ligure im Nordapennin.- Diss. Freie Univ. Berlin, 83 S.

- , (1961): Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 11, 563-588, Stuttgart.

- , (1965): Submarine Gleitungs- und Resedimentationsvorgänge am Beispiel des Monte Modino (Nordapennin).- Max Richter-Festschr., 167-183, Clausthal-Zellerfeld.

- , (1966): Der geotektonische Bauplan des Nordapennins unter Berücksichtigung neuer Ergebnisse aus dem Gebiet um Pievepelago (Modena).- Unveröff. Habilit.Schr., Freie Univ. Berlin.

- , (1968): Die tektonischen Einheiten des Nordapennins.- Ecl. Geol. Helv., 61,1, 183-224, Basel.

- , (1969): La geologia dell´alto Appennino Modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sull´unità di M.Modino - M.Cervarola.- Aten. Parm. Acta Nat., 5,2, 1-86, Roma.

- & SERPAGLI, E. (1961): Micropaleontologia stratigrafica sulla "Scaglia rossa" di Val Gordana (Pontremoli, Appennino settentrionale).- Boll. Soc. Paleont. Ital., 1,2, 10-30, Modena.

- & SAMES, C.W. (1962): Fazieszusammenhänge im Nordapennin.- Z. dtsch. geol. Ges., 114,3, 620-646, Hannover.

- & SCHLÜTER, H.U. (1968): La struttura delle arenarie della Unità di M.Modino - M.Cervarola nella zona di Bobbio (Piacenza) e nell´Appennino modenese.- Aten. Parm. Acta Nat., 4,2, 36-56, Parma.

RICHTER, M. (1941): Faltung, Abscherung und Sedimentdicke.- Geol. Rundsch., 32, 304-313, Stuttgart.

- , (1958): Über Dehnung und Längung im Gebirge während der Faltung.- Geologie (Bubnoff - Gedenkschrift), 3, 312-318, Berlin.

- , (1960): Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin.- Geol. Rundsch., 50, 529-537, Stuttgart.

- , (1962 a): Das Alter der Serpentinite östlich von Florenz.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 3, 130-142, Stuttgart.

- , (1962 b): Alpen, Apennin und Dinariden.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 9, 466-480, Stuttgart.

- , (1963): Der Bauplan des Apennins.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 9, 509-517, Stuttgart.

- , (1970): Beginn und Ende der Flysch-Sedimentation.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 4, 225-234, Stuttgart.

ROVERETO, G. (1922): A proposito del diapirismo.- Rend. R. Accad. Lincei, (5), Cl. fis., 31.

RUCHIN, L.B. (1958): Grundzüge der Lithologie.- Lehre von den Sedimentgesteinen.- Akademie-Verlag Berlin, 806 S.

SACCO, F. (1881): L'Appennino settentrionale (parte centrale).- Boll. Soc. Geol. It., 10, 945-954, Roma.

- , (1891): L'Appennino settentrionale.- Boll. Comit. Geol. Ital., 10, 731-956.

- , (1892): L'Appennino dell'Emilia. Studio geologico sommario.- Boll. Soc. Geol. It., 11, 425-614, Roma.

- , (1892, 1923, 1932-33): Carta Geologica D'Italia, foglio 98 "Vergato".- R. Uff. Geol., Firenze 1934.

- , (1894): L'Appennino settentrionale. Parte III: La Toscana.- Boll. Soc. Geol. It., 13, Roma.

- , (1906): La questione eo-miocenica dell'Appennino.- Boll. Soc. Geol. It., 25, 65-127, Roma.

- , (1934): Considerazioni geologiche sopra la galleria transappenninica della direttissima Bologna - Firenze.- Boll. Soc. Geol. It., 53, Roma.

- , (1935): Note illustrative della Carta Geologica D'Italia, Fogli di Bologna e Vergato.- R. Uff. Geol., 5-55, Roma.

- , (1936): Cenni sulla geologia dell'Appennino tosco-romagnolo.- Boll. Soc. Geol. It., 53, 311-318, Roma.

- , (1938): L'odissea geologica dell'Appennino settentrionale.- Boll. Soc. Geol. It., 57,2, 335-353, Roma.

- , (1940): Una sezione attraverso l'Appennino dalla Pianura Padana al Tirreno.- Boll. Soc. Geol. It., 59, 401-420, Roma.

SAMES, C.W. (1960): Zur Geologie des Nordapennins im Raum Bedonia (Parma).- Diss. Freie Univ. Berlin, 56 S.

- , (1965): Zur Bildung konglomeratischer Mudflows und gradierter Konglomerate.- Max-Richter-Festschrift, 185-202, Clausthal-Zellerfeld.

- , (1967): Sui conglomerati medio-cretacei della

geosynclinale emiliana e la loro importanza per la paleogeografia.- Boll. Soc. Geol. It., 86, 49-59, Roma.

SCHLÜTER, H.U. (1968): Stratigraphie und Tektonik des Fensters von Bobbio und der auflagernden Decken (Prov. Piacenza, Italien).- Diss. Freie Univ. Berlin, 144 S.

SCHNEIDER, J. (1935): Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin.- Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., (3), Heft 14, 1-48, Berlin.

SCHULZE, K.H. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Übergangsbereiches ligurischer und emilianischer Fazies im Gebiet zwischen Valdena - Borgo Val di Taro - Valmozzola, Prov. Parma, Nordapennin.- Diss. Freie Univ. Berlin, 129 S.

SEILACHER, A. (1953): Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren.- Z. dtsch. geol. Ges., 105, 215-227, Hannover.

- , (1958): Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse.- Ecl. Geol. Helv., 51,3, 1062-1078, Basel.

- , (1967): Tektonischer, sedimentologischer oder biologischer Flysch.- Geol. Rundsch., 56,1, 189-200, Stuttgart.

SELIGMANN, F. (1968): Die Ophiolithe und ihre Hüllgesteine von Santo Stefano D'Aveto - Ligurien.- Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, 128 S.

- , (1972): Ophiolithe und kontinentale Inselbogenstrukturen im Nordapennin.- Diss., in Vorbereitung.

SELLI, R. (1970): Carta Geologica D'Italia, Foglio 98 "Vergato".- Serv. Geol. D'Ital., Napoli.

SERPAGLI, E. (1962): Età paleogenica e non miocenica della Formazione di Rio Giordano tra Pavullo e Lama Mocogno (Appennino settentrionale, Modena).- Accad. Naz. Lincei,(8), 8,3-4, 153-157, Roma.

- & SIROTTO, A. (1967): Età aquitaniana delle brecciole a lepidocycline e miogypsine delle "Arenarie del M.Cervarola" (Appennino Settentrionale).- Boll. Soc. Paleont. Ital., 6, 18-29, Modena.

SESTINI, G. (1959): Osservazioni geologiche sui Monti della Calvana (Firenze).- Boll. Soc. Geol. It., 78,2, 207-231, Pisa.

- , ed. (1970): Development of the Northern Apennines Geosyncline.- Sedim. Geol., 4,3/4, Special Issue, 200-647, Leiden.

- , (1970): Sedimentation of the late geosynclinal stage.- Sedim. Geol., 4,3/4, Special Issue, 445-479, Leiden.

- , (1970): Postgeosynclinal deposition.- Sedim. Geol., 4,3/4, Special Issue, 481-520, Leiden.

- , (1970): Flysch facies and turbidite sedimentology.- Sedim. Geol., 4,3/4, Special Issue, 559-597, Leiden.

SIGNORINI, R. (1935): Linee tettoniche trasversali nell'Appennino Settentrionale.- Atti R. Accad. Naz. Lincei, Rend., (6), 21, 42-45, Roma.

- , (1936): Osservazioni geologiche sul bordo settentrionale del Casentino.- Boll. Soc. Geol. It., 55, 283-294, Roma.

- , (1938): Una vasta zona a strati rovescati tra l'Idice e il Setta nell'Appennino Bolognese.- Boll. Soc. Geol. It., 57,2, 139-154, Roma.

- , (1939): Osservazioni nell'Alto Appennino Bolognese.- Boll. Soc. Geol. It., 58,2-3, 261-282, Roma.

- , (1941 a): La serie stratigrafica cenozoica fra Pianoro, Loiano e Vado nel Bolognese.- Rend. R. Accad. Ital., Cl. Sc. mat., fis. nat., Roma.

- , (1941 b): Osservazioni sul bordo settentrionale del Mugello.- Boll. Soc. Geol. It., 60,2-3, 240-269, Roma 1942.

- , (1943): Sull'età della formazione marnoso-arenacea umbro-romagnola.- Boll. Soc. Geol. It., 62, 42-44, Roma.

- , (1945 a): Sull'inizio della sedimentazione arenacea nell'Appennino centrale e settentrionale.- Boll. Soc. Geol. It., 64, 27-29, Roma 1947.

- , (1945 b): La successione delle facies del miocene nell'Appennino centrale e settentrionale.- Boll. Soc. Geol. It., 64, 30-32, Roma 1947.

- , (1946): Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino centrale e settentrionale.- Rend. Accad. Naz. Lincei, (8), 1,1, 104, Roma.

- , (1962): Sguardo d'insieme alla geologia della Toscana a Sud dell'Arno.- Mem. Soc. Geol. It., 4, 413-431, Roma 1962, Bologna 1964.

- , (1968): La serie stratigrafica del Monte Rentella fra il Lago Trasimeno e Perugia.- Geologica Romana, 7, 75-94, Roma.

SITTER, L.U., de (1956): Structural geology.- Mc. Graw Hill Publ. Comp. Ltd., London, 551 S.

STAUB, R. (1932): Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins.- Vierteljahres-Zschr. d. Naturforsch. Ges., 77, 184-248, Zürich.

- , (1933): Zur tektonischen Analyse des Apennins.- Vierteljahres-Zschr. d. Naturforsch. Ges., 78, 127-151, Zürich.

- (1951): Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas.- Ecl. Geol. Helv., 44,1, 29-130, Basel.

STEFANI, C., de (1880): I fossili di Dicomano in Toscana e di Poretta nel Bolognese.- Proc. Verb. Soc. Toscan. Sc. Nat., Pisa.

- , (1881): Quadro comprensivo dei terreni che costituiscono l'Appennino settentrionale.- Atti Soc. Toscan. Sc. Nat., 2, 207-253, Pisa.

- , (1881): Il macigno di Poretta ed i terreni corrispondenti.- Proc. Verb. Soc. Toscan. Sc. Nat., Pisa.

- , (1892): Descrizione sommaria delle principale pieghe dell'Appennino fra Genova e Firenze.- Boll. Soc. Geol. It., 11, 371-408, Roma.

STEINMANN, G. (1907): Alpen und Apennin.- Monatsber. dtsch. Geol. Ges., 59,8-9, 177-183, Berlin.

STERN, W. (1970): Zur Geologie des Montefeltro zwischen San Marino und Mercato Saraceno.- Diss. Freie Univ. Berlin, 151 S.

STILLE, H. (1927): Die sogenannte Rückfaltung im Apennin.- Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 292-312, Göttingen.

STRUENSEE, G., v. (1967): Zur Stratigraphie und Tektonik des oberen Reno-Tales (Prov. Bologna und Pistoia, Italien).- Diss. Freie Univ. Berlin, 156 S.

TEDESCHI, D. (1961): Nota paleontologica introduttiva allo studio stratigrafico del versante appenninico padano eseguito dal 1955 al 1959 dai paleontologi dell'AGIP MINERARIA.- Boll. Soc. Geol. It., 80,1, 105-110, Roma.

TEICHMÜLLER, R. (1935): Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa-Carrara.- Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. Folge, H. 13, 61 S., Göttingen.

- & QUITZOW, H. (1935): Die Beziehungen zwischen dem nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau.- Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. Folge, H. 13, 181-186, Göttingen.

TILMANN, N. (1926): Tektonische Studien in der Catena Metallifera Toskanas.- Geol. Rundsch., 17a, (Steinmann-Festschrift), 631-660.

- , (1929): Zum Bau der nördlichen Thyrrhenis.- Geol. Rundsch., 20 (Vortrag), 390, Berlin.

TRÜMPY, R. (1960 a): Werdegang einer Geosynklinale.- Geol. Rundsch., 50, 4-7, Stuttgart.

- , (1960 b): Paleotectonic evolution of the Western Alps.- Bull. Geol. Soc. Amer., 71, 843-908.

VALDUGA, A. (1957): La catena del M. Senario e il Gruppo di M.Giovi.- Boll. Serv. Geol. Ital., 78,4-5, 637-682, Roma.

VERVLOET, C.C. (1966): Stratigraphical and micropaleontological data on the Tertiary of Southern Piemont (Northern Italy).- Schotanus & Jens Utrecht NV, Utrecht, 88 S., 12 Taf.

WACHSMUTH, W. (1966): Zur Geologie der südwestlichen Apuaner Alpen.- Diss. Freie Univ. Berlin, 159 S.

WADE, M. (1964): Application of lineage concept to biostratigraphic zoning based on planctonic foraminifera.- Micropal., 10,3, 273-290, New York.

WALKER, R.G. (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments.- Journ. Sedim. Petrol., 37,1, 25-43, Tulsa.

WIEDENMAYER, C. (1950): Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal.- Ecl. Geol. Helv., 43, 115-144, Basel 1951.

WIJKERSLOOTH, P. de (1934): Bau und Entstehung des Apennins, besonders der Gebirge Toscanas.- Geol. Inst. Amsterdam, 146 S.

WUNDERLICH, H.G. (1965 a): Der gegenwärtige orogenetische Zustand der Apennin-Halbinsel.- Tectonophysics, 1,6, 495-516, Amsterdam.

- , (1965 b): Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel der Westalpen und des Nordapennins.- Geol. Rundsch., 55, 699-715, Stuttgart.

- , (1965 c): Zyklischer Bewegungsablauf beim Vorrücken orogener Fronten und der Mechanismus des Deckschollentransports nach dem surf riding-Prinzip.- Geol. Mijnb., 44, 440-457.

- , (1966): Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung.- Hochschultaschenbücher, Bibliogr. Inst., 339, 339a, 339 b, 367 S., Mannheim.

- , (1967): Orogenfront-Verlagerung in Alpen, Apennin und Dinariden und die Einwurzelung strittiger Deckenkomplexe.- Geol. Mijnb., 46, 40-60.

ZACCAGNA, D. (1897): Carta e sezioni geologiche delle Alpi Apuane.- R. Comit. Geol. Ital., 28.

ZANZUCCHI, G. (1963): Sulla vergenza di alcune strutture trasversali nel flysch dell'Appennino Emiliano.- Aten. Parm. Acta Nat., 34, suppl. 2 (SD), 3-23, Parma.

ZEIL, W. (1960): Merkmale des Flysches.- Abh. dtsch. Akad. Wiss., Berlin, Kl.III, H.1, (Ernst-Kraus-Festschrift), 206-215, Berlin.

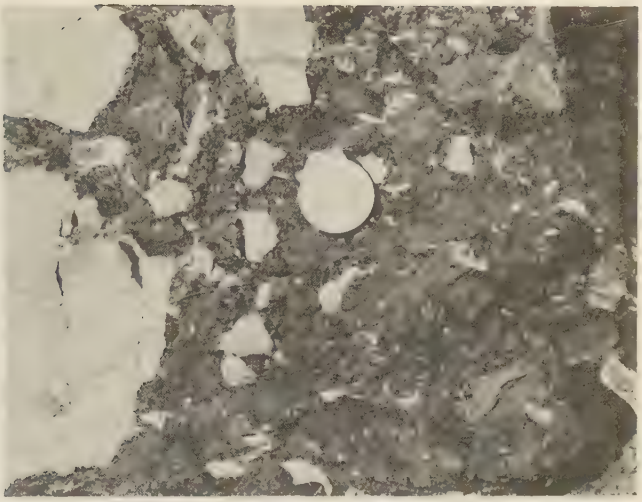


Foto 1: Diabas-Randbrekzie bei C.Rosseta mit Majolica-Brocken (hell) und Radiolarit-Brocken (dunkel, kantig; über der Münze).

Foto 2: Tektonisierter sedimentärer Kontakt von Morello-Alberese (oben) zu Scisti Varicolori (unten) im Stura-Tal unterhalb Montecarelli; überkippte Lagerung.

Foto 1: Sich kreuzende Sedimentgänge in den Scisti Varicolori bei La Dogana; wenig unterhalb des Kontaktes zum Cervarola-Sandstein.

Foto 2: 3 Konglomerat-Horizonte im Cervarola-Sandstein. Südhang des Massivs Pg.d.Scalette — M.d.Scoperta — Pg.di Petto.

Foto 1: Sedimentärer Kontakt von Cervarola-Sandstein (Typ Futa) zur Sestola-Vidiciatico-Serie am Pg.d.Mandria.

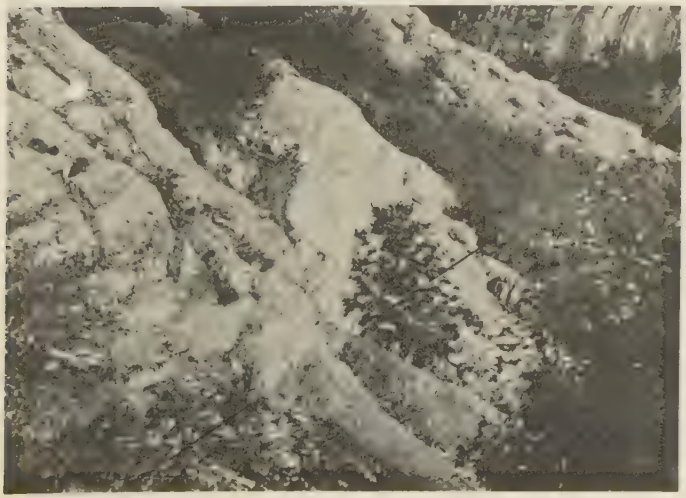


Foto 2: Sedimentärer Kontakt der Sestola-Vidiciatico-Argille zu den unteren Suviana-Mergeln; Il Monte.

Foto 1: Slumping am Kontakt Suviana-Mergel/Sandstein unterhalb Roncobillaccio.

Foto 2: Detailaufnahme zu Foto 1.

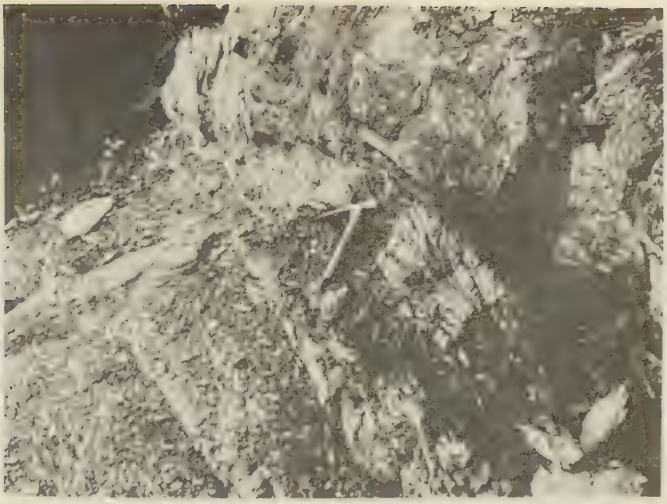


Foto 1: Sedimentärer Kontakt der unteren Suviana-Mergel zum Suviana-Sandstein; M.di Baigno.

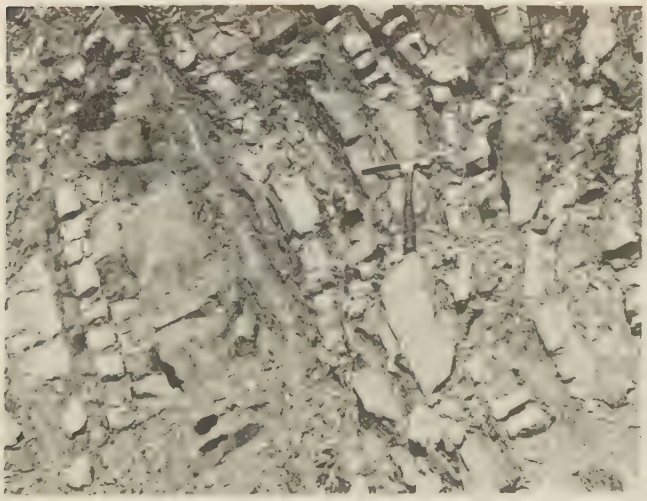


Foto 2: Sedimentationsbild der Brasimone-Gleitmasse; Brasimone.

Foto 1: Ophiolith vom Zanchetto.
Serpentinit (dunkel) ist mit Prehnit-Fels und Pyroxen-Prehnit-Fels (hell) vergesellschaftet.

Foto 2: Tuff-Körper in den Mergeln des M. Monzone.

Foto 1: Castiglione-Sandstein,
Steinbruch 1 km nördlich Brasimone.

Foto 2: Olistholithischer Block einer
Gemischten Ophiolith-Sediment-Brekzie,
westlich Bruscoli.

Foto 1: Ostia-Sandstein südl. S.Damiano, normale Lagerung.

Foto 2: Monghidoro-Sandstein taucht unter den Alberese von Fratte ab; Fratte. Kontakt nicht sichtbar.

Foto 1: Sedimentärer Kontakt (? Schichtlücke) des Sandsteins von Riola zu den Valpiana-Mergeln im Joch zwischen M.Vigese und Montovolo.

Foto 2: Sandstein von Montecuto-Ragazza

Foto 1: Junge Limnisch-Fluviatile Beckenfüllung südl. Montepiano.

Foto 1: Falte im Hangend-Olisthostrom nördlich Brasimone. Der Schichtverband ist an dieser Stelle noch erhalten.

Foto 2: Eine junge Abschiebung versetzt eine subrezente Hangschutt-Brekzie um 130 m. M.Vigese.

L E B E N S L A U F

11. 6. 1938 - Geboren in Berlin als Sohn des Angestellten Herbert Hemmer und seiner Ehefrau Charlotte, geb. Schrottke.

1958 - Reifeprüfung an der Ranke-Schule (2.O.W.Z.) in Berlin-Wedding.
Immatrikulation an der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN für die Fachrichtung Geologie.

1966 - Diplom-Prüfung.

Seit 1967 - Wissenschaftlicher Mitarbeiter (Hilfs- und Teilzeit-Assistent) am Geologisch-Paläontologischen Institut der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN.

Meine akademischen Lehrer an der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN waren die Herren Professoren:

Dr. M.RICHTER, Dr. G.BISCHOFF (Geologie), Dr. W.G.KÜHNE (Paläontologie), Dr. K.R.MEHNERT (Mineralogie und Petrographie), Dr. K.J.MÜLLER, Dr. A.v.HILLEBRANDT (Mikropaläontologie), Dr. H.LASSEN (Physik), Dr. K.F.JAHR, Dr. W.LAUTSCH, Dr. P.W.SCHENK (Chemie), Dr. W.ULRICH (Zoologie), Dr. H. DRAWERT (Botanik),

sowie die Herren Dozenten:

Dr. K.KOHLER, Dr. W.BÜSCH, Dr. G.SCHNEIDER (Kristallographie, Petrographie), Dr. K.-J.REUTTER (Sedimentologie), Dr. J.LIEDHOLZ (Bodenkunde), Dr. A.SCHNEIDER (Fotogeologie), Dr. G.HAHN (Stratigraphie), Dr. P.GIESE (Geophysik).

Druck:
Der Präsident der Freien Universität Berlin
- Universitätsdruckerei -
1 Berlin 41, Kelchstraße 31